INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC

VOL. XXXVIII

Sava +
Karta 1:50000
Pavăr

BUCUREȘTI
1970

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

6.740
Nagi

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC

Vol. XXXVIII

BUCUREȘTI
1970

Institutul Geologic al României

CONTENU

Page

I. Bercia, Elvira Bercia. Contributions à la connaisance de la géologie de la région de Vatra-Dornei—Iacobeni 43

D. Jipa. Sedimentological Researches in the Upper Proterozoic Depozits (greenschists) of Central Dobrogea 105

V. Corvin Papiu, Silvia Minzatu, Vasile Iosof, Constanța Udrescu, Radu Giușcă. Caractéres chimico-minéralogiques des bauxites du massif de Pădurea Craiului 174

L. Pavelescu, Maria Pavelescu. Recherches géologiques et pétrographiques dans la zone centrale des Carpates Méridionales (Monts Vulcan—Paring) 219

H. Savu. Stratigraphie et isogrades de métamorphisme de la province métamorphique prébaikalienne des Monts Semenic 301

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pag.

I. Bercia, Elvira Bercia. Contribuţii la cunoaşterea geologiei regiunii Vatra-Dornei—Iacobeni 7

D. Jipa. Cercetări sedimentologice în depozitele proterozoic-superioare (şisturi verzi) din Dobrogea 51

V. Corvin Papiu, Silvia Minzatu, V. Iosof, Constanţa Udrescu, R. Giuşcă. Caracterele chimico-mineralogice ale bauxitelor din masivul Pădurea Craiului 174

L. Pavelescu, Maria Pavelescu. Cercetări geologice şi petrografice în zona mediană a Carpaţilor Meridionali 181

H. Savu. Stratigrafia şi izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din munţii Semenic 223

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA GEOLOGIEI REGIUNII VATRA-DORNEI-IACOBENI (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

IOSIF BERCIA, ELVIRA BERCIA*

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Vatra-Dornei—Iacobeni Region (East Carpathians). In the Vatra-Dornei-Iacobeni region three superposed structural units may be distinguished: the Bretila—Iacobeni (lower) Unit built up of the Vatra-Dornei—Iacobeni metamorphic series and its Paleomesozoic cover; the Argestru Unit (middle), built up of a phyllonitic detrital complex (Upper Paleozoic), and the Bistrița Unit Nappe (upper) including the lower terms of the Tulgheș metamorphic series, as well as Paleomesozoic deposits. The investigation of the relationships between movement and metamorphic crystallization by microscopic petrography and mesoscopic structural analysis pointed out the evolution of the metamorphic rocks in this area.

Introducere

Cercetările întreprinse în ultimii ani în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali au condus la realizarea unor progrese remarcabile în cunoașterea stratigrafiei și structurii șisturilor cristaline din această mare unitate geologică. Concentrarea atenției asupra acestor probleme majore determinată de necesitatea realizării hărții geologice la scara 1 : 200.000 și a obținerii unei imagini sintetice care să poată fi prezentată în cadrul reuniunilor geologice internaționale, a făcut ca preocuparea pentru studiile petrografice și microstructurale de detaliu să fie mai puțin în atenția cercetătorilor.

În etapa actuală, după părerea noastră, este necesar ca ipotezele emise cu privire la stratigrafia, structura și îndeosebi cu privire la feno-

* Institutul geologic, șos. Kiseleff nr. 55, București.

Institutul Geologic al României

menele de metamorfism să fie bazate pe astfel de cercetări de detaliu, singurele în măsură să permită descifrarea evoluției rocilor metamorfice. În acest sens am înțeles să abordăm studiul unui mic segment reprezentativ din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței, care, datorită structurii geologice complexe prezintă un interes particular.

Delimitare, orografie, hidrografie

Cercetările intreprinse în 1968 au avut ca obiect segmentul din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței, din regiunea Iacobeni-Vatra-Dornei cuprins între valea Ciotina și valea Fierului la nord; rîul Dorna, valea Chilia la sud; linia ce unește bazinul superior al pîrîului Chiril și vîrful Obcina Mică la est; linia vîrful lui Iacob, vîrful Ouşorul-Dorna-Cîndreni la vest.

Spre nord regiunea se racordează cu zona cartată de autori în 1966 realizîndu-se astfel omogenitatea gradului de cunoaștere a unei importante suprafețe din zona cristalino-mezozoică. În acest sector rețeaua hidrografică este reprezentată prin Bistrița Aurie, vale subsecventă și relativ simetrică și de valea Dornei, vale obsecventă, care întîlnește Bistrița la Vatra-Dornei.

Afluenții mai importanți ai Bistriței Aurii sînt pe dreapta: pîrîul Runcului și valea Haj, văi consecvente și obsecvente, iar pe stînga: valea Fierului, pîrîul Pietroasa, valea Argestrului și valea Chilia, văi în general obsecvente. Valea Dornei, colectează în această regiune numai afluenții de pe stînga, între Vatra-Dornei și valea Docenilor (la Dorna-Cîndrenilor).

Valea Bistriței și valea Dornei sînt văi îmbătrînite cu multe meandre și cu șesuri aluviale largi. Pe versanți rămîn suspendate pînă la trei etaje de terase bine dezvoltate.

Înălțimile cele mai importante se găsesc în partea de vest pe creasta dintre vîrful Ouşorul (1338 m) și vîrful lui Iacob (1370 m) iar în partea de est în vîrful Obcina Mică (1321 m) pe Plaiul Giumalăului. Rocile dure formează abrupturi (de ex. cuarțitele negre și dolomitele, uneori chiar și șisturile cuarțitice).

Cercetări geologice anterioare

Datorită structurii geologice complexe și a interesului economic pe care îl prezintă zăcămintele cantonate în șisturile cristaline, regiunea Iacobeni a constituit obiectul unor cercetări intense începînd încă din secolul trecut.

Institutul Geologic al României

Un istoric detaliat al acestora găsim în studiile elaborate în ultimul deceniu de către D i m i t r e s c u (1960, 1964, 1965), B e r c i a et al. (1963[1], 1967[2]) şi K r ä u t n e r (1967).

În lucrarea de faţă referirile vor fi făcute în cursul expunerii.

STRATIGRAFIA ŞISTURILOR CRISTALINE

Şisturile cristaline din regiunea Vatra-Dornei-Iacobeni se repartizează următoarelor diviziuni stratigrafice : seria de Vatra-Dornei-Iacobeni, seria de Tulgheş şi complexul detritic filonitizat.

A) Seria de Vatra-Dornei-Iacobeni

Această diviziune cuprinde şisturile cristaline ale unităţii autohtone de Bretila-Iacobeni care apar în fereastra Iacobeni (B e r c i a et al. 1967). Anterior seria fusese cunoscută sub denumirea de „seria mezozonală" şi de „seria de Bretila" (D i m i t r e s c u, 1965).

În regiunea cercetată această serie este constituită preponderent din material de natură terigenă în care spre partea mediană se intercalează un complex de roci magmatogene bazice. Grosimea formaţiilor ce apar la zi pe o suprafaţă mare în bazinul văii Bistriţei este de cca 2 600 m.

În succesiunea lito-stratigrafică descrisă de B e r c i a et al. (1967)[2] se disting trei complexe denumite după natura materialului premetamorfic predominant : complexul inferior terigen, complexul median magmatogen şi complexul superior terigen.

1. Complexul inferior terigen (> 110 m). Apare în axa anticlinalului Ciotina de sub banda de amfibolite, în versantul drept al Bistriţei precum şi în bazinul mijlociu şi superior al văii Haj. În alcătuirea complexului predomină şisturile muscovitice-biotitice ± clorit asociate cu şisturi muscovitice-biotitice cu albit şi subordonat şisturi muscovitice-biotitice cu albit, granat ± clorit. Spre partea superioară se observă prezenţa unui nivel de şisturi muscovitice-biotitice cu porfiroblaste de albit şi a unui nivel de şisturi oculare (şisturi cuarţitice feldspatice cu biotit, muscovit şi ochiuri de microclin şi albit).

[1] I. B e r c i a, E l v i r a B e r c i a, H. K r ä u t n e r, F l o r e n t i n a K r ä u t n e r, M. M u r e ş a n. Cercetări stratigrafice şi structurale în reg. Valea Bistriţa-Ciocăneşti-Fundul Moldovei (Carpaţii Orientali). 1963. Arh. Com. Stat. Geol., Bucureşti.

[2] I. B e r c i a, E l v i r a B e r c i a, H. K r ä u t n e r, M. M u r e ş a n, G e o r g e t a M u r e ş a n. Studiu stratigrafic şi structural asupra formaţiunilor metamorfice din zona Iacobeni şi din zona Negoescu-Repedea. a) Zona Pojorîta-Iacobeni-Ciocăneşti (Carpaţii Orientali) 1967. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

2. **Complexul median magmatogen (300 — 350 m).** Acest complex se dezvoltă cu direcția NW-SE în versantul drept al Bistriței, în continuarea zonei din bazinul văii Ciotina pînă în dreptul văii Argestrului. Mai la sud reapare de sub depozitele cuaternare în versantul stîng al Bistriței pînă în valea Chilia. Complexul cuprinde produse ale magmatismului inițial reprezentate prin mai multe tipuri de amfibolite cu albit și epidot, asociate cu șisturi clorito-biotitice cu albit, epidot, calcit și subordonat șisturi muscovito-biotitice cu porfiroblaste de albit (rareori se întîlnesc la partea superioară și amfibolite cu hornblendă „Garben"). În acest complex sînt cantonate acumulările de minereu de fier cunoscute în regiunea Iacobeni încă din secolul trecut. Ele au fost studiate recent de K r ä u t n e r (1967) care le atribuie o origine vulcanogen-sedimentară (tip Lahn-Dill).

3. **Complexul superior-terigen (> 1200 m).** Peste complexul median magmatogen, în versantul stîng al Bistriței și în versantul stîng al văii Dorna, urmează un complex în compoziția căruia participă predominant roci terigene reprezentate în cea mai mare parte prin șisturi muscovitice cu biotit și granat, uneori cu albit, în care la partea inferioară și în treimea superioară se intercalează cîte un nivel de șisturi muscovitice, biotitice cu porfiroblaste de albit. În partea inferioară se plasează un nivel, care uneori depășește 100 m grosime, de șisturi cuarțitice-feldspatice cu clorit și epidot, cu zone de șisturi oculare. Datorită aspectului caracteristic al rocilor ce-l alcătuiesc, acest nivel ar putea servi ca un excelent reper stratigrafic în cadrul complexului. El apare bine deschis în versantul stîng al Bistriței în dreptul confluenței cu pîrîul Haj, în pîrîul Pietroasa și pe culmea dintre acesta și valea Bistriței reapărînd apoi în valea Ciotina.

Spre partea superioară a succesiunii în versantul stîng al văii Ficrului și pe pîrîul Rău, se remarcă un nivel de șisturi cu hornblendă „Garben", menționate (în primul punct) de D i m i t r e s c u (1960). Formațiunile seriei de Vatra-Dornei-Iacobeni au fost atribuite de D e s s i l a-C o d a r c e a Proterozoicului mediu (1967a) și ulterior Proterozoicului superior (1967b).

B) Seria de Tulgheș

Cuprinde formațiunile epimetamorfice ale unității (pînzei) de Bistrița (în accepțiunea generală a termenului folosit de B e r c i a et al[3]). Această

[3] *Op. cit.* pct. 2.

Institutul Geologic al României

serie se dezvoltă îndeosebi în versantul stîng şi subordonat în versantul drept al Bistriţei (la obîrşia afluenţilor de pe dreapta) unde termenii inferiori apar la zi de sub depozitele sedimentare ale bazinului Bîrgăului. Majoritatea formaţiunilor se repartizează subunităţii de Mestecăniş şi în parte subunităţii de valea Putnei.

Studiind seria epizonală din partea de est a regiunii, Dimitrescu (1965) a deosebit în cadrul acesteia: un complex cuarţitic la partea inferioară şi un complex vulcanogen acid la partea superioară. În complexul cuarţitic a recunoscut 3 benzi de cuarţite negre, dintre care una conţine principalele zăcăminte de mangan.

Succesiunea stratigrafică de ansamblu a seriei de Tulgheş prezentată de Bercia et al.[4] cuprinde 6 complexe stratigrafice. Dintre acestea, în regiunea Iacobeni se recunosc termeni ai complexelor: cuarţitelor negre cu mangan (de Arşiţa), vulcanogen mediu şi probabil, în parte, termeni ai complexului cuarţitelor şi rocilor carbonatice inferioare (de Suhard-Alun). Astfel sînt reprezentaţi termeni din partea inferioară a seriei de Tulgheş, cu excepţia complexului vulcanogen inferior.

În această lucrare vom păstra denumirile complexelor stratigrafice menţionate cu excepţia complexului cuarţitelor negre cu mangan (de Arşiţa) pe care, ţinînd seama de compoziţia sa, considerăm mai adecvat să-l denumim „complexul cuarţitelor de Arşiţa".

Subunitatea de Mestecăniş cuprinde următoarele complexe litostratigrafice:

1. Complexul cuarţitelor de Arşiţa (cca 1000 m). Acest complex reprezintă termenul stratigrafic cel mai vechi cunoscut în succesiunea seriei de Tulgheş din această regiune. Se dezvoltă deasupra planului de şariaj al pînzei de Bistriţa pe aliniamentul valea Fierului-Argestru. Termeni ai complexului se regăsesc în pînza de Bistriţa şi în partea de vest a regiunii (în bazinul superior al văii Haj precum şi în petecele de pe culmea dintre Dorna şi Bistriţa Aurie) unde asociate cu cuarţite negre apar şisturi verzi şi calcare. Limita superioară se plasează la ultima dintre cele două benzi principale de cuarţite negre. Limita inferioară este afectată de şariaj.

În regiunea Iacobeni se observă o creştere a grosimii formaţiunilor complexului, în care au fost deosebite două orizonturi fiecare cu grosimi de cca 500 m.

[4] *Op. cit.* pct. 2.

Institutul Geologic al României

a) Orizontul inferior cuprinde în bază un nivel de şisturi cu porfiroblaste de albit (şisturi muscovitice ± biotit cloritizat cu porfiroblaste de albit, unele cu epidot), care se întîlneşte în culmea dintre pîrîul Argestruţ şi pîrîul Băii, şi care suportă un pachet de şisturi sericitice cuarţitice ± grafit. În succesiune normală urmează nivelul de cuarţite negre cu mangan. Acesta se poate urmări din valea Fierului, prin muntele Arşiţa pînă în bazinul văii Argestru unde trece lateral la cuarţite albe şi şisturi cuarţitice cu sericit, cu intercalaţii subţiri de cuarţite negre.

b) Orizontul superior începe în bază cu un pachet de şisturi sericitice-grafitice şi şisturi sericitice-cloritice peste care urmează un nivel de cîţiva metri grosime de şisturi cu porfiroblaste de albit. Acesta suportă şisturi sericitice-cloritice şi şisturi cuarţitice cu sericit şi clorit. Succesiunea se încheie cu un pachet constituit predominant din cuarţite negre (max. 250 m grosime) care în partea inferioară cuprinde, local (în versantul stîng al văii Fierului), un nivel de şisturi oculare.

2. **Complexul vulcanogen mediu (> 1300 m).** Succesiunea observabilă la zi a seriei în această subunitate se încheie cu un complex constituit dintr-o asociaţie de roci vulcanogene şi terigene. Acesta formează o bandă continuă începînd din culmea stîngă a văii Fierului, trecînd prin bazinul superior al Argestrului pînă în valea Chilia. În succesiunea stratigrafică a complexului se pot recunoaşte două orizonturi :

a) Orizontul inferior (650—675 m) se dispune direct peste ultimul nivel de cuarţite negre al complexului cuarţitelor de Arşiţa. Începe în bază cu un pachet de cca 125 m grosime de şisturi grafitice, şisturi sericitice cloritice, şisturi cuarţitice sericitice, în care se intercalează un nivel de şisturi cu porfiroblaste de albit. În rest orizontul cuprinde şisturi cuarţitice-sericitice-feldspatice (metatufite acide) cu intercalaţii de şisturi sericitice-cloritice, două nivele de şisturi cu porfiroblaste de albit şi un nivel subţire de cuarţite negre.

b) Orizontul superior (> 650 m grosime) începe în bază cu un nivel relativ gros (100—200 m) de şisturi cu porfiroblaste de albit. Acesta suportă şisturi cuarţitice-sericitice-cloritice cu biotit asociate cu şisturi oculare (cca 100 m grosime) corespunzătoare nivelului pus în evidenţă de autori la Ciocăneşti (1967)[5]. La partea superioară urmează în succesiune normală, şisturi sericitice-grafitice.

[5] *Op. cit.* pct. 2.

Institutul Geologic al României

3. Complexul cuarțitelor și rocilor carbonatice inferioare (de Suhard-Alun) (?). În subunitatea de valea Putnei, care se dezvoltă în partea estică a regiunii, tipul petrografic predominant îl constituie șisturile sericitice-grafitice microrubanate cu șistozitate și microcute de forfecare. În aceste roci, la capătul văii Argestrului, apare un nivel de șisturi cu porfiroblaste de albit peste care se dispune un nivel discontinuu de cuarțite negre. La partea superioară a succesiunii se întîlnesc de asemenea intercalații subțiri de cuarțite negre, ca de ex. pe culmea dintre valea Putnei și valea Argestru. Poziția stratigrafică a acestei succesiuni este greu de precizat. Abundența șisturilor sericitice-grafitice microrubanate, care nu apar în complexul cuarțitelor de Arșița, asociate cu cuarțite negre subțiri, sînt caractere ce le apropie mai mult de termenii complexului cuarțitelor și rocilor carbonatice inferioare (de Suhard-Alun).

În ceea ce privește vîrsta seriei de Tulgheș, menționăm că în urma corelării rezultatelor cercetărilor palinologice (I l i e s c u și D e s s i l a - C o d a r c e a, 1965) cu determinările de vîrstă absolută (V î j d e a, 1968) și paleogeomagnetice (C o s t a F o r u 1967), B e r c i a et al.[6] atribuie formațiunile acestei serii intervalului Proterozoic superior-Paleozoic. Este interesant de remarcat, în același timp, faptul că între seria de Tulgheș și seria de Vatra-Dornei-Iacobeni nu se cunosc nicăieri relații stratigrafice. Existența sigură în Munții Rodnei și în fereastra Bretila a unui Paleozoic inferior metamorfozat, reprezentat prin seria de Repedea (K r ä u t n e r 1969), care nu stă niciodată peste seria de Tulgheș și pe de altă parte, punerea în evidență în seria de Tulgheș a microsporilor de vîrstă de la Proterozoic superior pînă la Carbonifer (?) ridică problema echivalării părții superioare a seriei de Tulgheș cu seria de Repedea.

C) Complexul detritic filonitizat (Paleozoic superior) (?)

Urmărind în detaliu relațiile dintre pînza de Bistrița și unitatea autohtonă din fereastra Iacobeni am remarcat existența, în poziție tectonică, peste depozitele mezozoice ale unității de Bretila-Iacobeni și sub cristalinul seriei de Tulgheș, a unui complex de roci filitice terigene, verzi sau cenușii (șisturi cuarțitice sericitice ± biotit cloritizat, cuarțitice grafitice, cloritice-carbonatice etc.), cu intercalații subțiri și rare de roci magmatogene bazice. În partea inferioară, apare uneori un nivel cu brecii, ale căror elemente sînt constituite, în marea lor majoritate, din șisturi

[6] *Op. cit.* pct. 2.

Institutul Geologic al României

cristaline ale seriei de Vatra-Dornei-Iacobeni. În rocile filitice se poate observa stratificaţia primară slab înclinată, exprimată prin alternanţa de pachete verzi şi cenuşii. Complexul a suferit un metamorfism dinamic avansat evidenţiat prin prezenţa mai multor sisteme de clivaje de forfecare.

Aceeaşi formaţiune a fost întîlnită sub Triasicul unităţii autohtone unde este reprezentată îndeosebi printr-un nivel subţire de brecii, cît şi sub Triasicul subunităţii de Mestecăniş (bazinul superior al Argestrului) unde breciile sînt asociate cu roci filitice laminate. Trebuie să precizăm că o asociaţie litologică de acest tip nu a fost descrisă nici în seria de Repedea (Paleozoic inferior), nici în seria de Tulgheş.

În Carpaţii Orientali (în afara regiunii cercetate), S a v u l (1926) şi S a v u[7] menţionează breciile drept „conglomerate metamorfozate" la Şarul Dornei. În regiunea Păltiniş-Drăgoiasa-Argestru, Ş t e f a n et al.[8] separă pentru prima oară o „zonă sernifitică" în care breciile sînt descrise ca „sernifite", iar şisturile ca „şisturi sernifitice". În sernifite sînt menţionate elemente de micaşisturi şi uneori elemente de cuarţite negre şi vărgate. Şisturile sernifitice sînt descrise ca roci fine, cenuşiu-verzui cu elemente rare subcentimetrice (de aceeaşi natură cu elementele breciilor) prinse într-un ţesut blastopelitic, uneori sericitic cu biotit, alteori cloritos („de natură vulcanică bazică"). Regiunea studiată de Ş t e f a n et al., se suprapune parţial, în partea de sud, cu regiunea cercetată de noi. Autorii consideră rocile sernifitice de vîrstă paleozoic-superioară metamorfozate dinamic, „în timpul mişcărilor hercinice" mişcări ce au produs încălecarea „epizonei mediane" peste „mezozona vestică".

În regiunea Iacobeni, D i m i t r e s c u (1965) menţionează aceste formaţiuni pe valea Fierului, sub vîrful Arşiţa şi pe valea Argestrului. În valea Argestruţ semnalează brecii cu elemente de paragnaise cu granat şi biotit cloritizat din „seria de Bretila", iar în celelalte puncte „şisturi cloritoase blasto-psamitice şi blasto-psefitice cu cuarţ rulat". D i m i t r e s c u atribuie aceste roci „complexului sernifitic de pîrîul Omului" cu care începe transgresiunea formaţiunilor epizonale (în sensul concepţiei lui I o n e s c u şi R ă d u l e s c u). Rocile complexului sernifitic sînt paralelizate cu cele descrise anterior de S a v u l (1926), S a v u[9], Ş t e f a n et al.[10], C o s m a şi P e l t z (1962).

[7] H. S a v u. Raport geologic asupra regiunii Roşu-Şarul Dornei. 1955. Arh. Inst. Geol.

[8] R. Ştefan, St. Cosma, L. Vasilescu,. Raport în regiunea Păltiniş-Şarul Dornei-Argestru. 1955. Arh. Com. Stat. Geol.

[9] *Op. cit.* pct. 7.

[10] *Op. cit.* pct. 8.

Institutul Geologic al României

În partea de N a munţilor Maramureşului, B l e a h u [11] (1958) a menţionat prezenţa unor conglomerate cu elemente de şisturi cristaline, roci afectate de metamorfism dinamic, însoţit de recristalizarea cuarţului. Autorul atribuie acestor conglomerate vîrsta permiană, precizînd că se deosebesc de cele werfeniene care cuprind exclusiv elemente de cuarţ.

Pe teritoriul URSS, în masivul Rahov, caracterizat printr-o structură geologică asemănătoare cu cea a regiunii Iacobeni, H a i n et al. (1968) atribuie Paleozoicului superior formaţiuni efuzive acide care apar în unităţile alpine de Rozisk şi Belopotok de sub unitatea de Delovenţk.

Într-o lucrare recentă M u r e ş a n (1969), pe baza propriilor observaţii din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice precum şi a datelor din literatură, ajunge la concluzia că breciile grosiere cu elemente colţuroase de şisturi cristaline reprezintă o formaţiune cu extindere regională pe care o denumeşte „formaţiunea breciilor de Hăghimaş". Această formaţiune ar reprezenta un depozit continental în cea mai mare parte subaerian (depozite coluviale şi deluviale) format după metamorfismul seriei de Repedea (după Carboniferul inferior) şi care a suferit laminarea în timpul mişcărilor alpine. Arată că în regiunea Şarul Dornei breciile stau pe seria de Vatra-Dornei-Iacobeni şi aparţin unităţii de Bretila.

În urma examinării compoziţiei petrografice a acestor roci considerăm că termenul „formaţiunea breciilor de Hăghimaş" poate fi acceptat, evident, numai pentru orizontul breciilor *s.s.*; pe de altă parte vechea noţiune de „zonă a sernifitelor" (Ş t e f a n et al.[12]) nu reflectă în întregime conţinutul petrografic al formaţiunii, chiar dacă facem abstracţie de faptul că termenul „sernifit" este mai puţin utilizat în literatura geologică.

De aceea am considerat ca, cel puţin într-o primă etapă, să propunem termenul de „complex detritic filonitizat" care, după părerea noastră, reflectă mai adecvat caracteristicile petrografice şi structurale ale formaţiunii. Termenul de „complex" a fost adoptat în acest caz presupunînd că ceea ce apare la zi reprezintă doar o parte din succesiunea stratigrafică a formaţiunii.

Depozitele complexului detritic filonitizat s-au format în cea mai mare parte, subacvatic, probabil într-un mediu limnic, deoarece breciile sedimentare suportă roci detritice, predominant grezoase, cu ciment iniţial argilos uneori cărbunos, alteori carbonatic. În absenţa

[11] M. B l e a h u. Cercetări geologice în partea de N a munţilor Maramureş. 1957. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

[12] *Op. cit.* pct. 8.

Institutul Geologic al României

unor dovezi paleontologice, precizarea vîrstei acestei formațiuni este dificilă. Prezența breciilor cu elemente de șisturi cristaline și a rocilor formate în mediu limnic sugerează totuși asemănarea cu succesiunea depozitelor de vîrstă carboniferă. Se pare că mișcările mai noi ale orogenezei varisce au imprimat formațiunii un slab metamorfism regional, iar în timpul orogenezei alpine a fost afectată de un metamorfism dinamic avansat, însoțit și uneori urmat de recristalizare.

PETROGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE

Descrieri ale tipurilor principale de roci care apar în regiunea Vatra-Dornei-Iacobeni au fost prezentate de Savul și Mastacan (1940) Mastacan (1948), Dimitrescu (1960, 1965), Bercia et al.[13], Pitulea, Mușat (1963), Rădulescu et al.[14], Kräutner (1965), Mușat, Vasilescu (1969).

În vederea obținerii unei imagini mai clare a corelației dintre mișcare și procesele de metamorfism, autorii au reluat studiul petrografic prin prizma analizei structurale.

A) Rocile seriei de Vatra-Dornei-Iacobeni

În seria de Vatra-Dornei-Iacobeni au fost deosebite următoarele tipuri de roci:

1. *Șisturi muscovitice cu biotit și clorit*

Parageneza: cuarț + muscovit + biotit + albit + clorit + (magnetit)[15]. Constituie tipul petrografic predominant al complexului inferior terigen. Șistozitatea de stratificație este marcată prin alternanțe de benzi micacee și benzi cuarțitice cu albit. Muscovitul și biotitul apar recristalizate mimetic cu (001) în planul șistozității de stratificație (S_1), dar și cu (001) perpendicular pe S_1 păstrîndu-se totuși în cadrul aceleiași benzi.

Biotitul este brun roșcat (*Ng* brun închis-roșcat→brun verzui, *Np* gălbui brun) uneori cu incluziuni de zircon fără aureole pleocroice. Muscovitul este pleocroic (*Ng* gălbui-brun deschis, *Np* gălbui-incolor) cu

[13] *Op. cit.* pct. 1.

[14] I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Puiu, Maria Puiu. Cercetări geologice în cristalinul Carpaților Orientali Cîrlibaba-Gheorghieni (sinteză). 1965. Arh. Com. Stat Geol. București.

[15] Mineralele care apar subordonat vor fi încadrate în paranteze drepte; mineralele accesorii în paranteze obișnuite.

Institutul Geologic al României

2V mic (15—30°) și $Ng-Np$: 0,03—0,04, caractere corespunzătoare unui termen intermediar între ferrofengit și ferrimuscovit. Magnetitul sub formă de pulberi este asociat cu micele. Uneori se observă clivajul de forfecare, cu deplasare evidentă dispus la 30°—40° față de S_1.

În zonele afectate de metamorfism dinamic intens se observă microcutarea milimetrică însoțită de clivaje de tip „strain slip" paralel cu care cresc lamelele de penin. În același timp se remarcă tendința ca lamelele de clorit în S_1 să fie aduse paralel cu clivajul.

Un aspect structural interesant, care poate fi dat ca exemplu de comportare diferită a materialului în funcție de gradul de competență, se poate vedea în fig. 1 pl. I. În acest caz se observă clar dezvoltarea puternică a clivajului S_2 care apare foarte des (șistozitate S_2) în benzile micacee, însoțit de microcutarea ascuțită cu cristalizarea mimetică a peninului provenit din biotit, și raritatea acestui clivaj în benzile cuarțitice unde în șarniere se observă totuși creșterea lamelelor de clorit paralel cu clivajul, precum și tendința de orientare preferențială a cuarțului.

2. *Șisturi muscovitice-cloritice cu biotit cloritizat*

Parageneza : cuarț + [albit] + muscovit ferifer + clorit (biotit) + (apatit ± turmalină ± zircon + magnetit).

Aceste roci apar în complexul inferior terigen al seriei în bazinul văii Haj și în valea Bistriței. Sînt constituite dintr-o alternață milimetrică de benzi cuarțitice cu albit (subordonat muscovit și clorit) și benzi filoblastice în care predomină muscovitul asociat cu clorit. În general se observă microcute ascuțite de clivaj, cu amplitudini milimetrice. Muscovitul apare crescut mimetic paralel cu S_1, lamelele acestuia prezentînd relații angulare în șarniere. Uneori clivajul este mascat de recristalizare; alteori apare un clivaj neînsoțit de recristalizarea mineralelor, bine dezvoltat în benzile micacee incompetente (fig. 2,pl.I) și care trece în clivaj de fractură sau dispare în benzile cuarțitice mai dure, unde mișcarea se reflectă numai în orientarea preferențială a cuarțului. Cloritul este un penin format pe seama biotitului, uneori apărînd și sub formă de lamele transversale (biotit transversal cloritizat).

3. *Șisturi cu albit, clorit și biotit*

Parageneza : cuarț + albit + [clorit] + biotit + (apatit ± zircon + grafit + magnetit → limonit).

Institutul Geologic al României

Formează un nivel spre partea superioară a complexului inferior terigen în zona axială a anticlinalului Ciotina și pe flancul vestic al sinclinalului Haj. Sub microscop se observă o alternanță de benzi feldspatice cu biotit și benzi predominant cuarțitice. Roca apare intens deformată, microcutată în cute izoclinale cu laminare pe clivajul axial. Recristalizarea cuarțului în șarniere arată orientarea dimensională paralelă cu S_2. Biotitul brun roșcat, apare crescut paralel cu S_1 dar și transversal (în șarniere). Lamelele prezintă relații angulare para și post-cinematice. Ulterior, biotitul a suferit o slabă cloritizare (fără deformare) probabil datorită acțiunii soluțiilor care au produs și transformarea intensă a plagioclazului.

Roci asemănătoare au fost întîlnite și la obîrșia văii Haj în același complex. În acest caz biotitul brun-roșcat, proaspăt, coexistă cu cloritul (penin). După prezența unor pulberi opace exudate în clorit se pare că acesta provine din cloritizarea unui biotit mai vechi. Biotitul mai nou apare crescut paralel cu S_1 (cînd este asociat cu penin) cît și transversal, crescut postcinematic, cu incluziuni care păstrează orientarea paralelă cu cea a matricei. În biotit apar incluziuni de zircon cu halouri abia vizibile ceea ce indică vîrsta mică a biotitului nou format.

4. *Șisturi muscovitice cu biotit și granat*

Parageneza : muscovit + cuarț + biotit + granat (± zircon + apatit ± turmalină ± grafit ± magnetit).

Acest tip petrografic este caracteristic complexului superior terigen care se dezvoltă în versantul stîng al Bistriței constituind un exemplu tipic de polimetamorfism. Structura rocii este porfiroblastică cu matrice filoblastică și porfiroblaste de granat și biotit transversal, iar textura șistoasă. Matricea este constituită dintr-o masă muscovitică pîsloasă uneori cu segregații de benzi cuarțitice, afectată de un metamorfism dinamic de intensitate variabilă, care se reflectă în dezvoltarea incipientă a clivajului de forfecare, pînă la dezvoltarea puternică a cutelor de forfecare, lentilizarea, poligonizarea și recristalizarea cuarțului. Porfiroblastele de granat (almandin) cu diametrul de 2—5 mm sînt în general foarte proaspete. Se observă incluziuni din matricea orientată în S_1 cu aspecte clare de creștere tardivă a granatului (fig. 3, pl. I). În cazurile în care granatul apare lipsit de incluziuni, cataclazat și parțial cloritizat se pare că este mai vechi (relict) rezistînd la filonitizare, așa cum a fost descris în șisturile din Otago-Noua Zeelandă (T u r n e r, W i l l i a m s, G i l b e r t, 1954).

Biotitul (max. 1,2-0,4 mm) apare în aceste roci crescut post cinematic transversal sau oblic față de șistozitatea mai veche pe care o include

Institutul Geologic al României

(fig. 4, pl. I). Este o varietate brună (*Ng*, brun; *Np*, galben-brun) cu rare incluziuni de zircon lipsit de aureole pleocroice. Uneori se observă și porfiroblaste de muscovit transversal. Foarte rar micele transversale apar afectate de mișcări ulterioare.

5. *Șisturi muscovitice-biotitice cu albit și granat*

Parageneza: cuarț + albit + biotit + muscovit + granat ± [clorit] + (apatit + zircon + turmalină + magnetit).

Sînt roci mai dure, plan șistoase, alternînd cu șisturile muscovito-biotitice și muscovito-biotitice cu granat, atît în complexul inferior terigen cît și în complexul superior terigen. Rocile din complexul inferior terigen prezintă o șistozitate de stratificație reprezentată printr-o alternanță de benzi cuarțo-feldspatice și benzi micacee. Granulația cuarțului și albitului: 0,1—0,4 mm. Plagioclazul este în general intens transformat. Biotitul brun roșcat apare uneori cloritizat. Granatul este de cele mai multe ori proaspăt, uneori invadat de biotit; cînd este cataclazat se observă transformarea parțială sau completă în clorit. Foarte rar a fost observat granat scheletiform. Muscovitul este un ferofengit (slab pleocroic, cu $2V = 15^0$). În cîteva cazuri s-a observat și aici, coexistența biotitului proaspăt cu clorit pozitiv cu birefringență foarte scăzută și lipsit de minerale exudate.

Frecvent se observă microcute izoclinale de clivaj cu șarniere ascuțite în care micele nu apar deformate (relații angulare ale lamelelor), iar cuarțul apare mai larg cristalizat. Paralel cu acest clivaj axial cristalizează biotit. În unele cazuri se observă în aceeași secțiune un clivaj suplimentar de fractură (S_3) la 45^0 față de S_1.

În complexul superior terigen aceste roci au fost întîlnite pe primul afluent drept al Argestrului sub planul de șariaj. Aici biotitul apare transformat parțial în penin, granatul scheletifom cataclazat și cloritizat sau chiar secționat de S_2. Cînd roca a fost afectată de mișcări de forfecare intense, granatul cataclazat și cloritizat apare asociat cu penin fără incluziuni. Biotitul proaspăt apare în acest caz subordonat.

6. *Șisturi cuarțitice-feldspatice cu clorit și epidot*

Parageneza: cuarț + albit + muscovit + proclorit + epidot + (magnetit + hematit ± titanit).

Aceste roci formează un nivel în complexul superior terigen în versantul stîng al văii Bistriței, începînd din valea Fierului pînă în valea Argestrului. Sub microscop structura este lepidogranoblastică și textura

Institutul Geologic al României

șistoasă. Se observă alternanțe de benzi cuarțitice și benzi feldspatice cloritice, muscovitice cu epidot. Cloritul este o varietate optic pozitivă, Ng, gălbui-brun, Np-verde; $Ng-Np = 0{,}003-0{,}006$; $+ 2V = 5^0$, caractere optice corespunzătoare unui termen intermediar între proclorit ferifer și penin. Muscovitul este un ferrimuscovit slab pleocroic în tonuri de galben-verzui cu $2V = 38^0$. Epidotul este reprezentat printr-un termen intermediar între clinozoizit și pistacit.

7. *Șisturi oculare*

a) Parageneza : cuarț + albit + microclin + muscovit + (magnetit).

Apar în versantul stîng al văii Dorna, la intrarea în Vatra-Dornei sub forma unui banc de cîțiva metri grosime. Roca este un șist cuarțitic feldspatic cu muscovit cu structura porfiroblastică. Matricea fin granulară (granulația 0,04—0,2 mm) este constituită dintr-o asociație intimă de cuarț, albit și feldspat potasic, ce amintește matricea tufurilor și lamele fine de sericit. Porfiroblastele sînt de albit (uneori Schachbrettalbit) și microclin și ajung pînă la 1,5 mm diametru. Șistozitatea S^1 este intersectată de un clivaj mai nou cu muscovit.

b) Parageneza : cuarț + albit + microclin + microclin-pertit + muscovit + [biotit → clorit] + (magnetit).

Au fost întîlnite în valea Bistriței, și pe pîrîul Pietroasa afluent stîng al Bistriței. Sînt roci albe, dure. Matricea fină (0,1—0,2 mm) este constituită din cuarț, feldspat sericitizat și ferrimuscovit (slab pleocroic: $Ng-Np = 0{,}005$). Porfiroblastele sînt de albit (An 6), microclin și microclin-pertit (dimensiuni de 1,6—2 mm) și foarte rare de biotit decolorat sau cloritizat, probabil o generație mai nouă. Uneori se observă albit înconjurat și corodat de microclin. Cînd rocile sînt laminate cuarțul apare granulat tectonic și lentilizat.

8. *Șisturi cu porfiroblaste de albit*

Aceste roci se întîlnesc atît în seria de Vatra-Dornei-Iacobeni, cît și în seria de Tulgheș. În seria de Vatra-Dornei-Iacobeni ele sînt asociate cu amfibolitele sau apar în vecinătatea acestora. Sub microscop au fost observate două tipuri de parageneze :

a) Parageneza : albit + cuarț + ferrimuscovit + biotit → penin (± turmalină + magnetit + grafit)

b) Parageneza : albit + cuarț + ferrimuscovit + biotit → penin + [epidot] ± (titanit + magnetit).

Institutul Geologic al României

Rocile cu parageneza (*a*) sînt: şisturi muscovito-biotitice cu porfiroblaste de albit. Ele apar sub amfibolitele din versantul drept al Bistriţei. Matricea este filoblastică constituită dintr-un ţesut de ferrimuscovit şi biotit (în mare parte transformat în penin) la care se adaugă lamele rare de grafit şi granule de magnetit dispuse paralel cu S_1. Pe acest fond cresc porfiroblaste de albit, biotit şi muscovit transversal. Aceste porfiroblaste sînt clar cristalizate postcinematic deoarece şistozitatea iniţială se recunoaşte în ele, continuîndu-se nederanjată în matrice. Porfiroblastele de albit ajung pînă la 2,5 mm diametru. Prezintă frecvent macla albit simplă (de doi indivizi). Incluziunile din albit sînt de obicei constituite din pulberi de grafit dispuse în S_1 microcutat. Flancurile microcutelor se continuă nederanjate şi în afara porfiroblastelor ceea ce demonstrează că porfiroblastele nu au fost rotite după cristalizare. Peste porfiroblastele de albit se dezvoltă biotit în snopi, transformat parţial în penin. Muscovitul transversal (oblic şi perpendicular pe şistozitate) este ca şi cel din matrice un ferrimuscovit (slab pleocroic, cu 2V mic; $Ng - Np = 0{,}05$).

Rocile cu parageneza (*b*), şisturi muscovito—biotitice cu epidot şi porfiroblaste de albit, sînt asociate cu amfibolitele din valea Chilia. În acest caz matricea este bogată în plagioclaz suassuritizat, asociat cu ferrimuscovit şi epidot. Porfiroblastele de albit includ, pe lîngă pulberi opace, granule de epidot şi mice. Biotitul şi ferrimuscovitul porfiroblastice, crescute transversal pe şistozitate, apar frecvent.

9. *Şisturi cloritice (biotitice) cu albit, epidot, calcit*

Parageneza: albit + biotit → penin + epidot + calcit + [cuarţ] + (apatit + magnetit).

Aceste roci apar asociate cu amfibolitele din bazinul văii Haj. Sînt constituite dintr-o matrice şistoasă formată din biotit cloritizat, epidot (pistacit), albit, în care se dezvoltă porfiroblaste de calcit (1,5—2 mm lungime, paralel cu S_1) şi mai rar porfiroblaste de albit (0,8—1,2 mm diametru), cu incluziuni de epidot, cuarţ şi magnetit. Albitul din matrice apare uneori maclat după legea albit (macla de 2 indivizi). Se observă foarte rar incluziuni fine în „S intern". Biotitul (*Ng*-brun verzui, *Np*-verde deschis) se dispune în planul şistozităţii dar şi transversal. Cuarţul apare cu totul subordonat.

Institutul Geologic al României

10. *Amfibolite*

În amfibolitele seriei de Vatra-Dornei-Iacobeni au fost observate următoarele parageneze :

a) Hornblendă + albit + epidot + (apatit + titanit + ilmenit)

b) Hornblendă + albit + epidot + biotit ± clorit ± cuarț ± (titanit + ilmenit + apatit).

c) Hornblendă + albit + epidot + calcit + biotit + [clorit] + (titanit + ilmenit)

d) Hornblendă + albit + epidot + calcit + biotit + cuarț + (apatit + titanit + magnetit)

e) Hornblendă + epidot + [calcit] + cuarț + (magnetit)

f) Albit + hornblendă + [biotit] + (apatit + titanit + ilmenit)

g) Albit + cuarț + hornblendă + epidot + [biotit + clorit] + (magnetit)

h) Albit + cuarț + hornblendă + biotit + granat + epidot + calcit + (titanit + ilmenit)

Rocile cu paragenezele *a-f* sînt amfibolite fin rubanate. Ele apar în complexul median magmatogen al seriei. Amfibolul lor este o varietate de hornblendă comună verde-albastră (*Ng*, verde albastru închis ; *Np*, verde deschis-gălbui ; $c : Ng = 20°$). Epidotul este un pistacit iar biotitul este reprezentat printr-o varietate brună bogată în fier (*Ng*, brun verzui ; *Np*, brun-gălbui-galben-brun).

a) *Amfibolite cu albit și epidot.* Sînt constituite dintr-o alternanță de benzi milimetrice bogate în plagioclaz și epidot cu benzi bogate în hornblendă, uneori exclusiv amfibolice. Hornblenda apare sub formă de nematoblaste orientate în planul șistozității paralel cu axa (b_1).

b) *Amfibolite cu albit, epidot și biotit.* Rubanarea este dată aici de alternanța de benzi în care predomină hornblenda și epidotul și benzi în care predomină albitul. Uneori se observă și individualizarea unor benzi epidotice și biotitice. În general însă biotitul este subordonat. Hornblenda verde albastră (1,20—0,2 mm) apare uneori decolorată pe margini, iar biotitul este în mare parte cloritizat. În unele cazuri se observă regenerarea plagioclazului evidențiată de creșterea tardivă, postcinematică a albitului porfiroblastic limpede pe seama unui plagioclaz puternic transformat. Aceste porfiroblaste, în general nemaclate sau prezentînd macla albit simplă, includ cristale de epidot, ilmenit, titanit și chiar hornblendă, dispuse paralel cu șistozitatea de stratificație a rocii (S_1). Este de remarcat abundența titanitului în acest tip de rocă.

Institutul Geologic al României

c) *Amfibolite cu albit, epidot, calcit și biotit.* Se caracterizează printr-o microrubanare milimetrică în care alternează benzi formate din hornblendă, epidot, biotit, clorit cu benzi constituite din albit și calcit. Albitul apare în xenoblaste mici, rareori maclate (macla albit simplă de doi indivizi). Biotitul proaspăt (0,4—0,8 mm) apare concrescut cu un proclorit ferifer (uniax + ; $Ng-Np = 0{,}04$) cu care se găsește în echilibru. Magnetitul se concentrează aproape exclusiv în benzile melanocrate.

d) *Amfibolite cu albit, epidot, calcit, biotit, cuarț.* Aici orientarea preferențială a mineralelor este foarte accentuată; spre deosebire de tipul descris mai sus, apare în plus cuarțul, în cantități variabile, asociat cu albitul. Hornblenda apare în cristale bine dezvoltate (1,6 mm lungime) și este asociată cu pistacit. Caracteristică este dezvoltarea porfiroblastică a calcitului (maximum 2 mm/0,8 mm) care include magnetit, uneori biotit și hornblendă. Biotitul brun verzui trece parțial în clorit (penin +). Se dispune paralel cu șistozitatea de stratificație dar uneori și transversal.

e) *Amfibolite cu epidot, calcit și cuarț.* Roca este fin granulară bogată în pistacit și hornblendă și lipsită de plagioclaz. Calcitul și cuarțul apar subordonat.

Parageneze le *f-h*, reprezintă roci amfibolice cu hornblendă „Garben". Apar în complexul superior terigen și uneori în complexul median magmatogen. Sub microscop peste un fond în general bogat în plagioclaz și cuarț, la care se adaugă subordonat epidot ± biotit ± clorit + granat, se observă porfiroblaste postcinematice de hornblendă (pînă la 1 cm lungime) divers orientate în planul șistozității. Hornblenda este o varietate mai deschisă la culoare (*Ng*-verde ușor albăstrui, *Np*-verde deschis gălbui-incolor) cu $c:Ng = 20\text{-}22°$ și $Ng\text{-}Np = 0{,}024$. Plagioclazul este complet saussuritizat și este asociat cu epidot. Biotitul parțial transformat în clorit (penin) se asociază uneori cu proclorit (parageneza g).

Roca cu parageneza (*h*) este singura în care a fost întîlnit granatul în rocile amfibolice; acesta apare sub formă de idioblaste poichiloblastice cu incluziuni de cuarț și magnetit, uneori invadat de stilpnomelan(?).

B) Rocile seriei de Tulgheș

În seria de Tulgheș au fost examinate următoarele tipuri petrografice:

1. *Șisturi cuarțitice cu muscovit și clorit*

Parageneza: cuarț + muscovit + [clorit] + (apatit + turmalină + magnetit).

Institutul Geologic al României

Formează nivele în partea inferioară și mediană a complexului cuarțitelor de Arșița. Sînt roci în general dure, cu două șistozități vizibile clar mezoscopic (S_1 și S_2). Sub microscop se observă cute ascuțite cu clivaj axial de forfecare însoțit de muscovit și clorit (penin). În rocile mai bogate în cuarț, clivajul (S_2) trece în clivaj de fractură cu slabe sinuozități, însoțit uneori de limonit.

2. *Șisturi cuarțitice-muscovitice cu biotit cloritizat*

Paragenaza : cuarț + muscovit ferifer + bioti → cloritit + (magnetit + hematit) (complexul cuarțitelor de Arșița, orizontul inferior).

Prezintă segregații de benzi cuarțitice și benzi micacee. Cuarțul este orientat dimensional păstrînd amprenta unui „strain" accentuat, evidențiat și în orientarea după rețea (axele optice sînt perpendiculare și oblice pe S_1). Cînd roca prezintă cutarea de forfecare, pe clivajul axial S_2 recristalizează micele (biotit și sericit) (fig. 1, pl. II).

3. *Șisturi cuarțitice feldspatice cu muscovit și biotit*

Parageneza : cuarț + albit + muscovit + biotit + (apatit + magnetit).

Se întîlnesc în complexul vulcanogen mediu, în asociație cu șisturile oculare de la partea superioară a succesiunii. Șistozitatea este evidențiată de dispoziția muscovitului și biotitului cu (001) în planul acesteia precum și de orientarea dimensională a cuarțului. Biotitul (*Ng*, brun verzui ; *Np*, galben verzui) apare uneori crescut transversal.

4. *Șisturi oculare*

În seria de Tulgheș șisturile oculare formează nivele în orizontul superior al complexului vulcanogen mediu, în asociație cu șisturile cuarțitice feldspatice cu muscovit și biotit. Local ele se întîlnesc și în orizontul superior al complexului cuarțitelor de Arșița.

Au fost deosebite două parageneze :

a) Parageneza : cuarț + albit + microclin + microclin-pertit + muscovit + (magnetit + limonit + grafit).

b) Parageneza : cuarț + albit + microclin ± microclin-pertit + muscovit + biotit + (magnetit + limonit).

Sînt în general roci dure deschise la culoare, în care macroscopic se observă o matrice șistoasă micacee în care se individualizează ochiuri

Institutul Geologic al României

de feldspat ce ating 1 cm diametru și mai rar porfiroblaste de cuarț (fig. 2, pl. II). Sub microscop matricea apare fin granulară (0,05—0,2 mm) șistoasă, constituită în general dintr-o asociație intimă de microblaste de cuarț deformat, albit, feldspat potasic și paiete de mice (muscovit ferifer, uneori biotit brun).

Porfiroblastele (2 mm-1 cm diametru) sînt reprezentate prin microclin, microclin-pertit („Patch pertite"), albit neomogen uneori cu structură în tablă de șah. Microclinul include albit, mai rar cuarț, în unele cazuri fiind înconjurat de o margine de reacție albitică. În general microclinul apare xenoblastic, mai rar se observă idioblaste de feldspat potasic maclate după legea Karlsbad.

În șisturile oculare ale complexului vulcanogen mediu apar intercalații de șisturi oculare cenușii; culoarea se datorește în acest caz prezenței grafitului sub formă de pulberi atît în matrice cît și ca incluziuni în porfiroblaste.

Frecvent se remarcă existența unui clivaj de forfecare care face un unghi de 30°—40° cu S_1. Acolo unde deformarea a fost mai intensă se observă cloritizarea parțială a biotitului, cataclaza porfiroblastelor de feldspat și granularea cuarțului.

5. *Șisturi albitice — cloritice-epidotice cu biotit și magnetit*

Parageneza: albit + cuarț + epidot + clorit + biotit + magnetit (complexul cuarțitelor de Arșița la obîrșia văii Haj). Matricea este șistoasă, fin granulară (0,04 mm — 0,07 mm) bogată în epidot (pistacit). Cloritul și biotitul apar în lamele mai bine dezvoltate (0,2—0,3 mm). Cloritul este un clorit ferifer, optic pozitiv. Biotitul proaspăt crește peste magnetit care la rîndul lui apare uneori sub formă de porfiroblaste (max. 0,5 mm) crescute postcinematic cu incluziuni orientate din matrice.

6. *Șisturi albitice cu epidot, biotit și magnetit*

Parageneza: albit + epidot + biotit → clorit ± cuarț ± magnetit (complexul cuarțitelor de Arșița sub vîrful Oușorul și pe culmea dintre Bistrița Aurie și Dorna). Sînt roci fin granulare (0,1—0,4 mm) deosebindu-se de tipul descris mai sus prin absența cloritului. Uneori se observă o microcutare microscopică a șistozității în care cresc mimetic lamele de biotit.

Institutul Geologic al României

7. *Şisturi cloritice-albitice cu calcit*

Parageneza: albit + clorit + calcit + [cuarţ] + (apatit + magnetit) (complexul vulcanogen mediu, orizontul superior, bazinul Argestrului).

Textura rocii este microrubanată şi este dată de alternanţa de benzi cloritice-albitice cu puţin cuarţ şi benzi albitice-carbonatice. Albitul apare în cristale mici (0,4—0,6 mm diametru) distribuite uniform în masa rocii, maclate după legea albit (maclă de 2 indivizi). Rareori se observă incluziuni fine de cuarţ şi foiţe de sericit aliniate paralel cu S_1. Cloritul este un penin optic pozitiv (fig.3, pl. II).

8. *Calcare cristaline*

Parageneza: calcit + cuarţ ± muscovit. Au fost întîlnite sub formă de lentile în apropierea planului de şariaj pe culmea dintre Bistriţa Aurie şi Dorna în apropiere de Vatra Dornei. Sînt roci rubanate în care sub microscop se observă o alternanţă de benzi calcitice cu puţin cuarţ şi benzi cuarţitice cu calcit şi rare lamele de muscovit. Cînd roca este puternic deformată prezintă şistozitatea dinamică accentuată iar calcitul maclarea mecanică.

9. *Cuarţite (complexul cuarţitelor de Arşiţa)*

a) Cuarţite albe. Apar asociate cu cuarţitele negre din orizontul inferior de sub vîrful Arşiţa precum şi cu cele din partea superioară a complexului. Sînt constituite în proporţie de 70-90% din xenoblaste de cuarţ cu o accentuată orientare preferenţială dimensională; subordonat apar granule de albit şi lamele de sericit dispuse paralel cu S_1. Ca minerale accesorii se observă cristale de turmalină şi hematit. Uneori lamele de muscovit se dispun şi pe clivajul S_2 („strain slip") la un unghi de aproximativ 30° faţă de S_1.

b) Cuarţite cenuşii. Apar asociate cu cuarţitele negre inferioare. În aceste roci granulele de cuarţ sînt alungite paralel cu şistozitatea S_1 în timp ce axele optice sînt în cea mai mare parte perpendiculare sau la 45° faţă de aceasta (fig. 4, pl. II). Cuarţul este asociat cu grafit care uneori formează pelicule cu aspect de seismogramă datorită mişcării diferenţiale pe S_2.

c) Cuarţite negre. Sub microscop acestea prezintă o alternanţă de benzi cuarţitice şi benzi cuarţitice-grafitice; subordonat apar lamele

Institutul Geologic al României

fine de muscovit ferifer şi stilpnomelan. În rocile din banda superioară (vîrful Oala) se observă microcute izoclinale de clivaj. Mişcarea intensă a produs în acest caz alungirea cuarţului şi transpunerea foiţelor de grafit paralel cu şistozitatea de clivaj S_2 (fig. 1, pl. III).

10. *Şisturi cu porfiroblaste de albit*

În seria de Tulgheş şisturile cu porfiroblaste de albit sînt în general mai bogate în cuarţ decît cele din seria de Vatra-Dornei-Iacobeni. Ele formează nivele în complexul cuarţitelor de Arşiţa şi în complexul vulcanogen mediu.

Şisturile muscovitice cu biotit şi porfiroblaste de albit (parageneza *a*) posedă o matrice şistoasă dată de alternanţa intimă, milimetrică de benzi cuarţitice-micacee şi benzi albitice-cuarţitice cu muscovit. Porfiroblastele de albit (0,8—1,5 mm) prezintă, ca şi în rocile din seria de Vatra-Dornei-Iacobeni, macla după legea albit (macla simplă) şi incluziuni de grafit dispuse în „S intern". Interesantă este dispoziţia, uneori zonară, a acestor incluziuni care arată existenţa unei ritmicităţi în creşterea cristalelor. Cînd matricea este microcutată se observă creşterea albitului peste şarnierele microcutelor (fig. 2, 3, pl. III). Micele porfiroblastice (ferrimuscovit şi biotit) apar uneori crescute şi mimetic pe vechea şistozitate, după microcutarea rocii, precum şi pe şistozitatea de clivaj. Frecvent însă micele cresc transversal independent de suprafeţe S vizibile. Biotitul este brun verzui parţial cloritizat. Ferrimuscovitul este slab pleocroic (în tonuri de verde brun deschis — Ng, incolor Np) cu $2V = 28^0$; ca mineral accesoriu este caracteristică prezenţa în aceste roci a turmalinei brune, varietatea schorlit.

Şisturile muscovitice cu biotit, epidot şi porfiroblaste de albit (parageneza *b*) prezintă în plus baghete de epidot în benzile micacee. Uneori se observă şi porfiroblaste de cuarţ.

C) Rocile complexului detritic filonitizat

În complexul detritic filonitizat predomină rocile terigene reprezentate prin şisturi cu următoarele parageneze:

1. cuarţ + muscovit + biotit → clorit + (apatit, magnetit)
2. cuarţ + muscovit + grafit + (turmalina)
3. cuarţ + muscovit + albit + grafit + clorit + (zircon + hematit)
4. cuarţ + muscovit + [biotit → clorit] + albit + (hematit)
5. cuarţ + albit + clorit + muscovit ± biotit + (zircon + turmalină + magnetit) (tipul petrografic predominant).

Institutul Geologic al României

Sub microscop aceste roci prezintă o masă fin granulară (0,1—0,4 mm) constituită din granoblaste izometrice de cuarț sau de cuarț și albit, asociate cu lamele fine de penin (biotit cloritizat) muscovit (sericit) uneori grafit. Mineralele filoblastice rareori depășesc 0,3 mm lungime. Se remarcă o alternanță milimetrică de benzi cuarțitice sau cuarțitice-albitice și benzi sericitice-cloritice sau sericitice-grafitice. În această matrice se individualizează agregate lenticulare milimetrice de cuarț intens granulat tectonic (poligonizat) provenite din laminarea (etirarea) elementelor mai mari de cuarț detritic ale rocii sedimentare premetamorfice.

În general se observă 3 serii de clivaje de forfecare pe care se aliniază micele și cloritul. Dintre acestea unul apare la 30—40° față de șistozitatea de stratificație (S_1) iar celelalte la un unghi mic față de aceasta. Aspectul general al acestor roci sub microscop este aproape identic cu cel al filonitelor descrise de Turner ca formate pe seama grauwackelor din Otago-Noua Zeelandă (William, Gilbert, Turner, 1954, fig. 72). Cloritul este un penin care uneori conservă structura sagenitică ceea ce demonstrează proveniența lui din biotit. Albitul apare rareori maclat; muscovitul este reprezentat printr-o varietate bogată în fier. În aceste roci rareori am întîlnit și biotit transversal crescut static peste matricea filonitică pe care o include. Acest biotit mai nou apare afectat de un clivaj de forfecare (S_3) (fig. 4, pl. III). Observațiile microscopice permit să se distingă în acest caz următoarele momente în evoluția rocii: formarea stratificației S_1; formarea șistozității dinamice S_2 (filonitizare); cristalizarea statică a biotitului; formarea clivajului tardiv de forfecare (S_3) (neînsoțit de recristalizare) ce afectează biotitul.

În afară de tipurile petrografice examinate mai sus, în acest complex mai apar intercalații decimetrice de șisturi carbonatice-cloritice, șisturi clorito-tremolitice și șisturi actinolitice-epidotice cu albit și calcit.

6. *Șisturi carbonatice-cloritice*

Parageneza: calcit + clorit + [albit] + (sfen)

Sînt roci de culoare verde cu aspect filitic și apar intercalate în rocile cu parageneza 3 și 4. Sub microscop se observă o asociație intimă de calcit și proclorit. Plagioclazul se prezintă sub formă de porfiroblaste foarte rare, complet transformate. Prezența mai multor clivaje de forfecare este și aici caracteristică.

7. *Șisturi clorito-tremolitice*

Parageneza: clorit + tremolit + [albit] + [calcit] + (titanit).

Institutul Geologic al României

Acestea au fost întîlnite pe afluentul stîng al văii Argestru. Sînt roci pestriţe, cenuşiu-verzui, cu granulaţie ceva mai mare decît cea a şisturilor fine cu care sînt asociate. Sub microscop se observă un fond filoblastic de clorit (penin) asociat cu puţin albit proaspăt şi calcit, peste care se dezvoltă cristale mari de tremolit. Constituenţii principali sînt cloritul şi tremolitul. Tremolitul porfiroblastic şi albitul se pare că au recristalizat postcinematic deoarece nu sînt afectate de laminare. De remarcat abundenţa titanitului. Parageneza indică proveniența dintr-o rocă magneziană.

8. *Şisturi actinolitice-epidotice cu albit şi calcit*

Parageneza : actinolit + epidot + albit + calcit + (apatit).

Aceste roci sînt asociate cu şisturile carbonatice-cloritice descrise mai sus. În compoziţia lor predomină actinolitul şi epidotul (pistacit) care ocupă cîmpuri lenticulare. Calcitul se distribuie pe şistozitatea principală sub formă de benzi subţiri şi este rezultat probabil din excesul de la transformarea cloritului în actinolit (T u r n e r şi V e r h o o g e n, 1960) În acest caz materialul premetamorfic a fost reprezentat printr-un tufit bazic carbonatic.

9. *Şisturi amfibolice cu clorit şi albit*

Parageneza : hornblendă + clorit + albit + epidot + biotit + cuarţ + (titanit + ilmenit).

Apar în asociaţie cu tipul petrografic predominant (parageneza 5) pe drumul din versantul stîng al văii Fierului unde formează un banc decimetric. Roca este cenuşiu-verzuie fin granulară. Hornblenda este o varietate verde albastră intim asociată cu proclorit. Albitul apare uneori porfiroblastic cu incluziuni de clorit şi epidot. Biotitul sub formă de lamele răzleţe, proaspăt, apare în asociaţie cu procloritul sau nuclează pe suprafaţa hornblendei. Parageneza indică originea magmatogenă bazică a rocii.

Roci filoniene

Lamprofire. Lamprofire au fost întîlnite în două puncte : la gura văii Nepomucenilor, în versantul drept, la confluenţa cu valea Fierului, unde apar în loc şi au fost menţionate pentru prima dată de D i m i t r e s c u (1960) ca diabaze, precum şi sub formă de blocuri pe afluentul stîng al pîrîului Runcului (bazinul Argestrului).

Institutul Geologic al României

În primul caz roca este de culoare verde, fin granulară, masivă. Sub microscop se observă baghete divergente de plagioclaz acid (albit-oligoclaz acid), relativ proaspete, maclate după legea albit (0,4—0,8 mm) asociate cu cristale prizmatice idiomorfe de hornblendă brun-roşcată (max. 1,2/0,4 mm) parţial transformată în clorit. La acestea se adaugă cristale xenomorfe de clinozoizit şi pseudomorfoze de clorit cu incluziuni de titanit după clino-piroxen (augit titanifer?). Ca accesorii apar granule de titanit uneori opacitizat şi magnetit. Structura este intragranulară porfirică. După compoziţia mineralogică şi structură roca este un spessartit (Johansen 1957; Williams, Gilbert, Turner, 1957).

Roca din pîrîul Runcului este puternic laminată şi foarte alterată; este constituită din baghete de plagioclaz acid proaspăt, plagioclaz saussuritizat, hornblendă verde-albastră, rare cristale de epidot. Foarte rar hornblenda verde-albastră păstrează un nucleu de hornblendă brună. Roca iniţială a fost probabil tot un spessartit de tipul celui descris mai sus.

FORMAŢIUNILE SEDIMENTARE

Sînt reprezentate prin cuvertura mezozoică a cristalinului, depozitele cretacic-paleogene ale bazinului Bîrgăului şi depozite cuaternare.

A) Cuvertura mezozoică a cristalinului

În regiunea Iacobeni depozitele sedimentare mezozoice apar atît în unitatea autohtonă de Bretila-Iacobeni cît şi în subunitatea de Mestecăniş a unităţii (pînzei) de Bistriţa.

În unitatea autohtonă formează etajul structural superior şi sînt reprezentate prin termeni ai Triasicului (Werfenian-Anisian) şi Jurasicului (Dogger). La Iacobeni depozitele mezozoice apar în versantul stîng (estic) al Bistriţei Aurii pe un aliniament aproape continuu între valea Fierului şi valea Argestrului.

Succesiunea stratigrafică a acestor formaţiuni în regiunea Iacobeni a fost descrisă de Dimitrescu (1960) şi de Mutihac (1966).

În culmea ce coboară de la Arşiţa spre izvoarele pîrîului Pietroasa, Triasicul este reprezentat prin calcarele roze cu intercalaţii de şisturi roşii şi verzi de tipul celor care apar în valea Suhărzel deasupra dolomitelor. În culmea dintre valea Fierului şi Valea Bistriţei ca şi în culmea ce coboară din vîrful Arşiţa spre izvoarele pîrîului Pietroasa se poate observa încălecarea depozitelor mezozoice de către complexul detritic filonitizat al unităţii de Argestru.

Institutul Geologic al României

În subunitatea de Mestecăniș a pînzei de Bistrița depozitele mezozoice apar aproape continuu de sub planul de încălecare a subunității de valea Putnei (linia Obcina Mare-pîrîul Runcului, valea Argestrul-pîrîul Chiril). Anterior Triasicul era cunoscut aici în valea Argestrului și în pîrîul Chiril (Rădulescu et al. 1965)[16]. Urmărind acest aliniament am constatat continuitatea depozitelor triasice, sub forma unei fișii înguste de conglomerate peste care uneori apar, de sub planul de încălecare, dolomite cenușii. Sub Triasic apar foarte rar brecii paleozoice. În bazinul superior al văii Argestrului, Triasicul începe cu Seissianul (conglomerate roșii violacee) care stau peste depozitele de vîrstă paleozoică ale complexului detritic filonitizat. Urmează dolomite albe subțiri și dolomite cenușii de vîrstă anisiană.

B) Depozitele sedimentare ale bazinului Bîrgăului (Cretacic superior-Paleogen)

Se dezvoltă în partea de vest a regiunii în bazinul văii Dornei pe culmea dintre originea văii Haj, vîrful Oușorul pînă în valea Docenilor. Se dispun transgresiv pe cristalin, mascînd în partea de sud relațiile de încălecare dintre unitățile tectonice alpine. Sînt reprezentate prin conglomerate, gresii, calcare (Cenomanian); conglomerate poligene, gresii și calcare cu numuliți (Lutețian).

C) Depozitele cuaternare

Depozitele cuaternare apar în terasele din versanții Bistriței Aurii și Dornei precum și în șesul aluvial al acestor văi. Depozitele de terasă sînt psamitice și psefitice, de multe ori cu stratificație torențială. Terasele formează pînă la 3 nivele și sînt bine conservate în versantul stîng al Bistriței.

TECTONICA

Analiza megastructurii

Cercetările din ultimii ani privind structura de ansamblu a Carpaților Orientali au condus la reabilitarea concepției pînziste preconizată în diferite variante de Uhlig (1903, 1907); Reinhardt (1911), Popescu-Voiteşti (1929, 1942), Kober (1931), Streckeisen (1931), Krăutner (1938), Savul (1938) și Băncilă (1941).

[16] *Op. cit.* pct. 14.

Institutul Geologic al României

Astfel imaginea actuală a edificiului zonei cristalino-mezozoice este aceea a unei succesiuni de pînze suprapuse șariate în ansamblu peste zona flișului (Săndulescu, 1967; Mureșan, 1968; Bercia et al., 1967) [17].

Trebuie subliniat că după prima perioadă pînzistă pînă în 1966, relațiile de încălecare dintre formațiunile cristaline și cele sedimentare mezozoice de la Iacobeni și regiunile învecinate au fost considerate ca încălecări de mică amploare (Krăutner, 1930; Mastacan, 1948b; Ștefan et al, 1955 [18]; Mînzatu și Mînzatu, 1959 [19]; Dimitrescu 1960, 1965; Pitulea și Mușat 1965; Pitulea 1965, 1967; Rădulescu et al. 1965 [20]). Conturînd încălecarea de la Iacobeni, Dimitrescu a atribuit-o inițial fazei kimmerice (1960) iar ulterior (1965) mișcărilor posteocene.

Formațiunile metamorfice și sedimentare din regiunea Iacobeni participă la unități tectonice atribuite de Săndulescu (1967) „sistemului pînzelor centrale" și anume pînzelor „subbucovinică" și „bucovinică inferioară". După Bercia et al. [21] pînza subbucovinică ar corespunde „unității autohtone de Bretila-Iacobeni", iar unitatea structurală inferioară a pînzei bucovinice, „pînzei de Bistrița".

A) **Unitatea autohtonă de Bretila-Iacobeni.** Această unitate a fost considerată ca fiind reprezentată în regiunea Vatra-Dornei-Iacobeni prin seria de Vatra-Dornei-Iacobeni (etajul structural inferior) și prin cuvertura mezozoică (etajul structural superior), formațiuni care apar în fereastra tectonică Iacobeni de sub pînza de Bistrița. Imaginea poate fi completată astăzi prin atașarea la etajul structural superior și a breciilor paleozoice metamorfozate care suportă depozitele triasice la Iacobeni.

Fereastra a putut fi conturată în partea de E și NW îndeosebi datorită prezenței depozitelor mezozoice încălecate de formațiunile seriei de Tulgheș din pînza de Bistrița cît și pe baza criteriilor petrografice și structurale ale șisturilor cristaline atunci cînd depozitele sedimentare mezozoice lipsesc.

B) **Unitatea de Argestru.** În regiunea Vatra-Dornei-Iacobeni cercetările noastre au pus în evidență între unitatea autohtonă de Bretila-

[17] *Op. cit.* pct. 2.

[18] *Op. cit.* pct. 8

[19] Silvia Mînzatu, E. Mînzatu. Cercetări geologice în regiunea masivului Giumalău. 1959. Arh. Com. Stat Geol. București.

[20] *Op. cit.* pct. 14.

[21] *Op. cit.* pct. 2.

Institutul Geologic al României

Iacobeni şi unitatea (pînza) de Bistriţa, existenţa unei unităţi tectonice intermediare constituită din formaţiuni ale complexului detritic filonitizat atribuite Paleozoicului superior. Această unitate pe care o vom denumi „unitatea de Argestru" încalecă peste unitatea autohtonă de Bretila-Iacobeni venind în contact cu termeni ai ambelor etaje structurale. La rîndul ei unitatea de Argestru este încălecată de pînza de Bistriţa apărînd astfel în poziţie parautohtonă în raport cu unitatea de Bretila-Iacobeni.

Unitatea de Argestru se conturează pe hartă ca o bandă relativ îngustă (250-500 m) dar continuă, care se poate urmări în versantul stîng al văii Bistriţei Aurii începînd din valea Fierului, versantul vestic al muntelui Arşiţa, originea văii Argestruţ, pîrîul Băii, valea Argestrului, vest de vîrful Drîncani pînă în valea Chilia. În versantul drept al Bistriţei, extinderea acestei subunităţi este greu de precizat din cauza gradului de acoperire a versanţilor. Aici au fost întîlnite în bazinul superior al văii Haj brecii şi şisturi filitice, iar în culmea dintre valea Văcăria şi valea Haj şisturi filitice într-o poziţie inferioară cuarţitelor negre ale seriei de Tulgheş.

C) **Unitatea (pînza) de Bistriţa.** În cadrul acestei unităţi deosebim două subunităţi: subunitatea de Mestecăniş la vest şi subunitatea de valea Putnei la E.

1. *Subunitatea de Mestecăniş* (subunitatea inferioară a pînzei de Bistriţa) se dezvoltă între linia de şariaj a pînzei de Bistriţa şi linia de încălecare Obcina Mare-pîrîul Runcului, Chiril.

Această subunitate cuprinde un etaj structural inferior cu şisturi cristaline ale seriei de Tulgheş şi un etaj structural superior cu depozite atribuite Paleozoicului superior (complexul detritic filonitizat) şi Triasicului (conglomerate şi dolomite).

2. *Subunitatea de valea Putnei* (subunitatea superioară) apare pe suprafeţe restrînse în partea de est a regiunii. Această subunitate încalecă unitatea de Mestecăniş de-a-lungul liniei Obcina Mare-pîrîul Runcului-Chiril.

Încălecarea subunităţii de valea Putnei este considerată de autorii acestei lucrări ca fiind datorită împingerii dirijate către vest ceea ce nu exclude posibilitatea deplasării de la vest spre est a pînzei de Bistriţa.

Situaţia din fereastra Iacobeni este asemănătoare pînă la un anumit punct cu cea din fereastra valea Tisei (H a i n et al. 1968) unde între unitatea de Belopotok (cu fundament cristalin şi cuvertură mezozoică)

Institutul Geologic al României

și unitatea de Delovenţk (în pînză) se găseşte o unitate intermediară constituită din depozitele paleozoic-superioare ale unităţii de Rozisk. Aici cristalinul unităţii de Belopotok are toate caracterele seriei de Vatra-Dornei-Iacobeni iar cel al unităţii de Delovenţk, în pînză, prezintă o coloană stratigrafică aproape identică cu cea a seriei de Tulgheș și ar corespunde pînzei de Bistriţa.

Structurile plicative majore ale şisturilor cristaline din regiunea Iacobeni sînt în general orientate nord-vest, sud-est și sînt reprezentate prin cute drepte asimetrice, strînse, formate ca rezultat al acţiunii unor forţe tangenţiale orientate nord-est sud-vest.

În seria de Vatra-Dornei-Iacobeni se recunoaşte o structură anticlinală echivalentă cu anticlinalul Ciotina. Acest anticlinal este urmat la vest de sinclinalul Haj în axa căruia apar termeni ai complexului median magmatogen. În rest se disting o serie de structuri de ordin inferior care se grefează pe flancurile structurii majore asimetrice. La N de Vatra-Dornei şi în pîrîul Chilia axa structurilor se curbează tinzînd să se orienteze pe direcţia E-W. Înclinările şistozităţii de stratificaţie sînt în general mari.

În unitatea (pînza) de Bistriţa şisturile formează un monoclin spre est cu direcţia şistozităţii de stratificaţie NW-SE (practic paralelă cu cea din unitatea autohtonă) și cu înclinări în general cuprinse între 40° — 60° spre est. În zona versantului stîng al văii Fierului direcţia devine NE-SW și se observă prezenţa unei cute scaun. În această zonă ca și în partea sudică a unităţii autohtone din această regiune, schimbarea direcţiei nu este datorită unei poziţii periclinale ci reprezintă chiar curbura axei structurale datorită mișcărilor de decroșare de-a-lungul faliilor transversale. În unitatea de Argestru stratificaţia primară este foarte slab înclinată. Laminarea principală se produce de cele mai multe ori paralel sau la un unghi mic faţă de această stratificaţie. La scara megascopică aici nu se observă structuri plicative.

Structurile disjunctive majore sînt reprezentate prin linia de şariaj a pînzei de Bistriţa şi cea a unităţii de Argestru, linia de încălecare a unităţii de valea Putnei, falia direcţională cu compartimentul vestic ridicat ce se urmăreşte din valea Fierului pînă la Vatra-Dornei, falia oblică cu direcţia NW-SE cu compartimentul vestic ridicat. Falii transversale mai importante sînt falia valea Fierului-Ciotina, pîrîul Runcului-Ouşorul şi falia Obcina Mare-Vatra-Dornei. Acestea sînt în general falii cu decroșare post-şariaj afectînd liniile de încălecare şi şariaj și deci toate unităţile menţionate.

Institutul Geologic al României

Analiza microstructurii

Regiunea Vatra-Dornei-Iacobeni face parte dintre puţinele din România care au beneficiat în acelaşi timp de analiza structurală mezoscopică şi microscopică. Primele observaţii calitative asupra elementelor structurale microscopice la Iacobeni, au fost făcute de autori în 1963 [22], cînd s-a remarcat prezenţa „microcutelor de laminare" însoţite de clivaje de forfecare pe care au cristalizat ulterior porfiroblaste de biotit transversal, muscovit şi granat. Cu această ocazie s-a menţionat creşterea mimetică a micelor, precum şi succesiunea fazelor de mişcare şi recristalizarea, subliniindu-se caracterul polimetamorfic al rocilor.

D i m i t r e s c u (1965) face o primă analiză statistică a elementelor liniare mezoscopice precizînd poziţia axei B pe sectoare şi constată că axele optice ale cuarţului formează în seria mezozonală o centură „*ac*" clară, cu un maximum plasat între axele *a* şi *c*, iar în seria de Tulgheş centura „*ac*" este asociată cu o centură perpendiculară pe planul *ac* şi două maxime oblice. Studiind cutele din cuarţitele negre de la Căprăria obţine pentru axele cuarţului aceeaşi orientare, indiferent de poziţia flancului, demonstrînd astfel caracterul de forfecare al cutării.

Plecînd de la acest stadiu avansat de cunoaştere a microstructurii, cercetările noastre s-au concentrat asupra unui domeniu încă neexplorat în această regiune şi anume cel al relaţiilor dintre elementele plane de vîrstă diferită. În acest scop au fost delimitate sectoare omogene în ceea ce priveşte direcţia axei tectonice principale B_1. În fiecare dintre aceste sectoare au fost întocmite diagrame ale polilor foliaţiilor de stratificaţie, elementelor lineare, clivajelor de alunecare („strain slip") şi şistozităţii de laminare.

În seria de Vatra-Dornei-Iacobeni au fost delimitate trei sectoare omogene. În sectorul 1 (nordic) şi 2 (median) (fig. 1, — 4, pl. IV) polii foliaţiilor de stratificaţie (S_1) formează o centură clară (cercul π) al cărui pol π corespunde cu zona de proiecţie a elementelor liniare B_1. În sectorul 3 (sudic) (fig. 5,6, pl. IV) din cauza răsucirii axei B_1, polii foliaţiei S_1 prezintă o dispersie accentuată iar cele cîteva elemente lineare indică acelaşi lucru.

În sectorul 1 axa B_1 apare cu direcţia N-NW şi este aproape orizontală cu uşoare oscilaţii în jurul acestei poziţii. În sectorul 2 (median) polul π, în coincidenţă cu B_1, cu poziţia NW (în medie N30W) apare deplasat puţin spre vest faţă de axa B_1 a sectorului 1.

[22] *Op. cit.* pct. 1.

Institutul Geologic al României

În sectorul 3 (sudic) răsucirea în plan a axei B_1 de la EW și chiar ESE este pusă în evidență de două centuri slab schițate ale foliației S_1 asociate cu o diseminare a polilor în pozițiile intermediare. Solidar cu migrarea polilor foliațiilor se observă și migrarea polilor elementelor lineare B_1.

Spre deosebire de poziția elementelor structurale menționate care își modifică poziția de la sector la sector, clivajele de forfecare și șistozitatea de laminare (S_2) formate prin amplificarea acestor clivaje prezintă o poziție relativ constantă în seria de la Vatra-Dornei-Iacobeni. Aceasta se observă atît din aspectul diagramelor de sector cît mai ales din diagrama selectivă generală (fig. 5, pl. V) în care se remarcă o concentrare a polilor spre zona centrală a diagramei, indicînd înclinări mici (în contrast cu înclinările în general mari ale foliațiilor S_1).

Se observă tendința de dispunere a polilor după o centură aproximativ paralelă cu cea a foliațiilor S_1 din sectorul 1 și 2 ceea ce indică o oarecare coaxialitate a mișcărilor din faze diferite.

În seria de Tulgheș au fost separate tot 3 sectoare omogene în care de asemenea axa B_1 coincide cu polul π. Aici în sectorul 1 (nordic, versantul drept al văii Fierului), unde se produce curbura axei B_1 polii foliațiilor S_1 (fig. 7, pl. IV) apar diseminați ca și în diagrama sectorului 3 din seria de Vatra Dornei-Iacobeni, unde situația este similară.

Clivajele și șistozitatea de laminare, deși mai puțin înclinate, se proiectează în cîmpul foliațiilor S_1. În sectorul 2 (median) polii foliațiilor S_1 pun în evidență structura monoclinală (în majoritate înclinări estice) cu schițarea unei centuri. Axa B_1 apare în poziția NW cu înclinări mici predominant sud-estice (fig. 1, pl. V).

În sectorul 3, sudic, B_1 apare cu aceeași direcție generală dar aproape orizontal (fig. 3, pl. V).

Se observă aceeași omogenitate în privința planelor S_2 care se concentrează în același cîmp aproape de centrul diagramei, în toate sectoarele (fig. 6, pl. V).

Combinînd diagramele selective ale planelor S_2 din seria de Vatra-Dornei-Iacobeni (unitatea autohtonă) și seria de Tulgheș (pînza de Bistrița) se observă că zonele de proiecție se suprapun putîndu-se afirma că există o omogenitate generală în ambele unități în ceea ce privește poziția planelor S_2 (fig. 5, 6, pl. V).

Din cele expuse mai sus se pot deduce următoarele :

1. Se observă o coaxialitate generală a structurilor B_1 în unitatea de Bretila-Iacobeni și în pînza de Bistrița.

Institutul Geologic al României

2. Cutarea B_1 sincronă cu metamorfismul regional a dat naștere la structuri cu direcția NW, ulterior răsucite local datorită decroșărilor transversale.

3. Clivajul de forfecare și șistozitatea de laminare (S_2) cu înclinare mică sînt în general coaxiale cu foliația de stratificație S_1, intersecția acestora fiind, în cele mai multe cazuri, practic paralelă cu B_1 sau la un unghi mic.

Planele S_2, care în seria de Vatra-Dornei-Iacobeni prezintă o boltire, sînt de aceeași vîrstă în autohton și pînză, fiind datorite probabil în mare parte și șariajului alpin.

Evoluția rocilor metamorfice

Șisturile cristaline din această regiune se caracterizează printr-o evoluție complexă datorită schimbării în timp a condițiilor de metamorfism, prin alternarea unor faze de metamorfism sincinematic cu faze de metamorfism postcinematic (static). Polimetamorfismul se reflectă atît în compoziția mineralogică, cît și în structura rocilor. Mișcarea a fost unul din factorii esențiali care a controlat reacțiile metamorfice.

Formațiunile premetamorfice ale seriei de Vatra-Dornei-Iacobeni au fost afectate în prima fază de un metamorfism regional sinorogen, evidențiat de creșterea mineralelor de primă generație, ca hornblenda și micele, paralel cu axele structurilor plicative B_1. Asociațiile mineralogice formate în această fază sînt caracteristice metamorfismului de tip Barrovian, în condițiile faciesului șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit—epidot-almandin (T u r n e r și V e r h o o g e n 1960, W i n k l e r 1965). Cutarea sinmetamorfică B_1 a fost în principal de alunecare flexurală („flexural slip").

După o perioadă îndelungată, cînd probabil au avut loc procese de retromorfism la scară regională, a urmat o fază de metamorfism dinamic care a condus la formarea clivajului S_2 (cutarea de forfecare B_2) precum și la activarea clivajelor axiale vechi. În orogeneza alpină, în zonele intens solicitate dinamic clivajul de forfecare se amplifică și trece în șistozitate de forfecare (laminare). Suprafețele clivajului de forfecare S_2 vizibile sau potențiale au devenit locul de recristalizare statică și mimetică a micelor urmată de formarea porfiroblastelor de albit, granat, hornblendă „Garben", calcit și magnetit și de cristalizarea tardivă a biotitului și muscovitului transversal pe șistozitate. Ulterior rocile au fost afectate de un clivaj de fractură (S_3), neînsoțit de recristalizare, ce afectează uneori porfiroblastele nou formate. În legătură cu

Institutul Geologic al României

aceste ultime mişcări se observă local cloritizarea granatului şi biotitului nou formate.

Succesiunea evenimentelor metamorfice în seria de Tulgheş este următoarea: metamorfismul regional sinorogen în condiţiile faciesului de şisturi verzi, subfaciesul cuarţ-albit-muscovit-clorit, cu formarea şistozităţii metamorfice S_1 (cutare de alunecare flexurală B_1); metamorfism dinamic însoţit de formarea clivajului S_2 (cutare de forfecare B_2), recristalizarea postcinematică a albitului, biotitului şi muscovitului (metamorfism static progresiv în subfaciesul cuarţ-albit-epidot-biotit), formarea clivajului de fractură S_3.

În evoluţia complexului detritic filonitizat se disting următoarele faze: metamorfism regional slab în condiţiile faciesului de şisturi verzi; metamorfism dinamic (filonitizare) urmat local, de recristalizarea postcinematică a biotitului şi uneori a hornblendei; formarea unui clivaj de fractură (S_3) la 45° ce afectează planele de filonitizare.

Din cele expuse mai sus rezultă următoarele:

1. Fazele de formare a clivajului de forfecare (S_2) de metamorfism static progresiv şi de formare a clivajului tardiv (S_3) sînt caracteristice tuturor rocilor metamorfice din regiune.

2. Omogenitatea statistică regională a poziţiei planelor S_2 şi S_3 arată că aceste elemente structurale sînt cele mai noi în toate unităţile.

3. Poziţia slab înclinată a planelor S_2 paralel cu suprafaţa de şariaj, atestă o legătură strînsă între şariajul de forfecare şi apariţia planelor S_2.

4. Păstrarea porfiroblastelor nou formate în stare relativ proaspătă arată că după definitivarea planelor S_2 nu au avut loc mişcări diferenţiale importante.

5. Absenţa aureolelor pleocroice în jurul zirconului inclus în biotitul postcinematic transversal indică vîrsta mică a acestuia.

Corelînd aceste observaţii ajungem la concluzia că fazele de mişcare ce au generat suprafeţele S_2 precum şi recristalizarea tardivă a porfiroblastelor postcinematice sînt legate în mare parte de şariajul alpin. Creşterea gradului de metamorfism în faza postcinematică (metamorfism static) a fost determinată de căldura de fricţiune generată de forfecare, iar compoziţia porfiroblastelor nou formate a fost controlată de compoziţia globală a rocilor metamorfice.

Problema vîrstei metamorfismului regional prealpin al seriilor de Vatra-Dornei-Iacobeni şi Tulgheş rămîne deschisă atîta timp cît nu se cunosc relaţii stratigrafice directe între aceste două serii.

Institutul Geologic al României

CONCLUZII

Formațiunile geologice din regiunea Iacobeni sînt reprezentate predominant prin șisturi cristaline și depozite sedimentare. În megastructura regiunii autorii disting următoarele unități structurale alpine suprapuse: unitatea de Bretila-Iacobeni (inferioară) ce cuprinde seria de Vatra-Dornei-Iacobeni și cuvertura paleomezozoică a acesteia; unitatea de Argestru (mediană) constituită din termeni ai complexului detritic filonitizat (Paleozoic superior) și unitatea (pînza) de Bistrița (superioară) ce cuprinde termeni inferiori ai seriei de Tulgheș și depozite paleozoice și mezozoice.

Analiza relațiilor dintre mișcare și cristalizarea metamorfică arată că șisturile cristaline sînt tipic polimetamorfice. În evoluția lor se disting următoarele faze: metamorfism regional de tip Barrovian în condițiile faciesului de șisturi verzi însoțit de cutare de alunecare flexurală (B_1); dezvoltarea incipientă a clivajului de forfecare (S_2), probabil în Paleozoic, însoțită de retromorfism regional în seria de Vatra-Dornei-Iacobeni; formarea complexului detritic filonitizat (Paleozoic superior?); accentuarea clivajului de forfecare pînă la laminare (cutare de forfecare B_2) în rocile metamorfice datorită șariajului alpin; metamorfism static evidențiat de creșterea de noi porfiroblaste; formarea unui clivaj tardiv de fractură (S_3) însoțit uneori de retromorfism dinamic.

Primit: *iunie 1969*

BIBLIOGRAFIE

Băncilă I. (1941) Etude géologique dans les Monts Hăghimaș-Ciuc (Carpathes orientales). *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. București.

Bercia I. (1968) „Formațiuni metamorfice" în notă explicativă la foaia 1 : 200 000 Rădăuți, editată de Inst. Geol. București.

— Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967). Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali). *D.S. Com. Stat Geol.* L.III/1, București.

Bleahu M. (1968) În „Notă explicativă la foaia 1 : 200.000 Vișeu" editată de Institutul Geologic. București.

Codarcea-Dessila Marcela (1965) Citeva probleme privind stratifgrafia Precambrianului din Carpații Românești. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geofiz., geogr. seria geol.* X/2. București.

Institutul Geologic al României

— (1967 a) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* XII/1. București.

— (1967 b) Contribuții la evoluția prealpină a unora dintre masivele cristalofiliene din România. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* XII/2. București.

Cosma S., Peltz S. (1962) Cercetări geologice în reg. Păltiniș-Drăgoeasa (Munții Bistriței). *D.S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.

Costa Foru A., Costea H., Roman C. (1967) Studiul unor proprietăți ale rocilor din cîteva zăcăminte de sulfuri complexe din Carpații Orientali și Dobrogea, *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. seria geofiz.* 5,2, București.

Dimitrescu R. (1960). Observații privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *S.S.N.G. Comunic. Geol. Geogr.* (1957—1959). București.

— (1964) Asupra existenței unor vergențe îndreptate spre interiorul arcului Carpaților Orientali. *D.S. Com. Geol.* L/1 (1962—1963). București.

— (1965) Notă asupra structurii cristalinului de la Iacobeni. *D.S.Com. Geol.* LI/1 (1963—1964). București.

Hain V. E., Bîzova S. L., Rudakov S. G., Slavin V. I. (1968) O pokrovnoi structure Rahovskovo massiva (Vostocinie karpati). *Vestnik Moskovskovo Universiteta* 5.

Iliescu Violeta, Codarcea-Dessila Marcela (1965) Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfloristic al complexului de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D.S.Com. Geol.* L/2 (1963—1964). București.

Johannsen A. (1957) A descriptive petrography of the igneous rocks. III. Chicago Press.

Kober L. (1931) Das Alpine Europa, Berlin.

Kräutner H. (1967) Zăcămintele de fier de la Rusaia și Iacobeni. *D.S. Com. Geol.* LII/2. București.

— (1969) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria Geologie.* XIII/2. București.

Kräutner Th. (1924) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii-V. Țibăului și V. Cîrlibaba. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV. București.

— (1930) Observațiuni geologice în munții Bistriței și Bîrgăului. *D. S. Inst. Geol.* XIV (1925—1926). București.

— (1938) Das Kristalline Masiv von Rodna (Ost-Karpaten). *An. Inst. Geol.* XIX. București.

Mastacan G. (1948 a) La région cristalline du sud-ouest de la Bucovine. *Bull. Politehn. „Gh. Asachi".* III/1, Iași.

— (1948 b) Beiträge zur Kenntnis der kristallinen Gegend zwischen Ciocănești-Vatra Dornei. *Rev. Șt. „V. Adamachi"* XXXIV, 3, Iași.

Mureșan M. (1968) „Metamorfic formations" in „Crystalline, Mezozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern sector) "by Joja Th., Mutihac V. Mureșan M. *Intern. Geol. Congr. Sess. XXIII, Prague 1968, Guide to Excursion* 46 *A. C. Romania,* București.

Mușat Al., Vasilescu Olimpia (1970) Asupra prezenței unor elemente de rocă bazice în breciile tectonice de la Arșița-Iacobeni (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol.* LVI/1. (1968—1969). București.

Mutihac V. (1966) Noi puncte folsilifere triasice în sinclinalul Rarăului (Carpații Orientali). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol.,* II, 2. București.

Pitulea G. (1965) Studiul stratigrafic și structural al Cristalinului epimetamorfic în reg. Gemenea-Ostra. *D. S. Com. Geol.* LI/1 (1963—1964). București.

Institutul Geologic al României

— (1967) Recherches géologique dans la zone cristalline des Carpates Orientales (Région de Pop Ivan-Tulgheș). *Rev. Roum. Géol. Geophys. Géogr. Serie de Géol.* 11, 2. București.

Savul M. (1926) Șisturile cristaline și zăcămintele de manganez din regiunea Șarul Dornei. *An. Inst. Geol. Rom.* XII București.

— (1938) Le cristallin de Bistrița. La région Dorna-Broșteni (District C. Lung et Neamț). *Ann. Scient. de l'Univ. de Iassy.* XXIV, 1, Iași.

— Ianovici V. (1957) Chimisme et origine de roches à manganese du cristalline de la Bistrița. *Acad. R.P.R. Bul. științ. sect. Geol. Geogr.* II/1. București.

— Ianovici V. (1957) Chimismul rocilor cu mangan din Carpații Orientali și Meridionali din R.P.R. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.* III/1—2. București.

— Mastacan G. (1940) Contributions à la connaissance des schistes cristallins de la Bucovina. Les amphibolites de la région Iacobeni Vatra Dornei. *Ann. Scient. de l'Univ. de Iassy,* 1-éme sect. XXVI/2, 2. Iași.

— Mastacan G. (1952) Contribuții la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali. *Acad. R.P.R. Bul. șt. sect. biol. geol. geogr.* IV. 2. București.

Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaș une nouvelle nappe de decolement dans les Carpates Orientales. *Lucr. Assoc. Géol. Carp. Balc. VIII-éme Congr.* Beograd.

Streckeisen (1933) Sur la téctonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, 1931. București.

Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic Petrology. Mc. Graw. Hill. New York.

Uhlig V. (1903) Bau und Bild der Karpathen. Wien.

— (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitz der Akad. d. Wiss. Abt. 1.* Wien.

Vijdea Eleonora (1968) Contribuțiuni privind datarea unor galene din Republica Socialistă România pe baza determinării compoziției lor izotopice. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/3, (1966—1967), București.

Voitești P. I. (1929) Aperçu sintétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj,* III. 1.

— (1942) Exposé synthétique sommaire sur la structure des région carpathique roumaines. *Bull. Soc. Roum. Geol.* București.

Williams H., Turner F. J., Gilbert Ch. M. (1954) Petrography . An introduction to the study of rocks in thin sections. San Francisco.

Winkler N. G. F. (1965) Petrogenesis of metamorphic rocks. New York.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE VATRA-DORNEI-IACOBENI (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

Les formations géologiques qui affleurent dans la région de Vatra-Dornei-Iacobeni sont représentées principalement par des schistes cristallins polymétamorphiques et par des dépôts sédimentaires mésozoïques.

Les schistes cristallins reviennent aux divisions suivantes : série de Vatra-Dornei-Iacobeni, série de Tulgheș et complexe détritique phyllonitisé.

A) **Série de Vatra-Dornei-Iacobeni (Protérozoïque).** Elle constitue l'étage structural inférieur de l'unité autochtone de Bretila-Iacobeni, étant formée essentiellement de matériel terrigène dans lequel, vers la partie médiane, s'intercalent des roches magmatogènes basiques. Dans la succession lithostratigraphique on reconnaît trois complexes dénommés suivant la nature du matériel prémétamorphique : complexe inférieur terrigène, complexe moyen magmatogène et complexe supérieur terrigène.

1. *Complexe inférieur terrigène* (*> 1100 m*). Il contient une association de schistes muscovito-biotitiques ± chlorite, de schistes muscovito-biotitiques à albite et subordonné de schistes muscovito-biotitiques à albite, grenat ± chlorite. Vers la partie supérieur apparaît un niveau de schistes à porphyroblastes d'albite et un niveau de schistes oeillés.

2. *Complexe moyen magmatogène* (*300 à 350 m*). Il est constitué d'amphibolites à albite et épidote associées à des schistes chlorito-biotitiques à albite, épidote, calcite et subordonné à des schistes muscovito-biotitiques à porphyroblastes d'albite et à des amphibolites avec hornblende „Garben". Y prédominent les roches magmatogènes basiques. C'est ce complexe qui renferme aussi les accumulations de minerai de fer d'origine volcanogène-sédimentaire (type Lahn-Dill).

3. *Complexe supérieur terrigène* (*> 1200 m*). Il est formé principalement de roches terrigènes représentées par des schistes muscovitiques à biotite et grenat ± albite, à rares intercalations de schistes muscovito-biotitiques à porphyroblastes d'albite. Vers la partie inférieure apparaît un niveau de schistes quartzitiques feldspathiques à chlorite et épidote associés parfois à des schistes oeillés, alors que vers la partie supérieure on rencontre des niveaux de schistes à hornblende „Garben".

Institutul Geologic al României

B) **Série de Tulghes (Protérozoïque supérieur-Paléozoïque).** Elle contient les schistes cristallins de la nappe de Bistrița représentés, dans cette région, par le complexe situé à la partie inférieure de la succession stratigraphique générale décrite déjà par B e r c i a et al. (1967). On y reconnaît des termes des complexes des quartzites d'Arșița, volcanogène moyen (dans la subunité de Mestecăniș) et partiellement des termes des complexes des quartzites et des roches carbonatées inférieures (de Suhard -Alun /?/) (dans la subunité de Valea Putnei).

1. *Complexe des quartzites d'Arșița (environ 1000 m).* Il contient, en général une association de roches terrigènes séricito-graphiteuses dans lesquelles s'intercalent des bandes épaisses de quartzites noirs graphiteux et, rarement, de schistes verts à porphyroblastes d'albite et de calcaires. La limite supérieure est formée par la dernière bande de quartzites noirs, sa limite inférieure étant affectée par le plan de charriage. Ce complexe est formé par deux horizons :

a) l'horizon inférieur qui débute par un niveau de schistes à porphyroblastes d'albite et supporte des schistes séricito-quartzeux ± graphite. La succession s'achève par la bande de quartzites noirs où sont cantonnés les plus importants gisements de manganèse ;

b) l'horizon supérieur qui contient à la base un paquet de schistes séricito-graphiteux et séricito-chloriteux surmonté par un mince niveau de schistes à porphyroblastes d'albite. La succession se continue par des schistes séricito-chloriteux et par des schistes quartzitiques à séricite et chlorite qui supportent la bande supérieure de quartzites noirs.

2. *Complexe volcanogène moyen (> 1 300 m).* Il achève la succession visible de la série dans la subunite de Mestecăniș. Il est constitué d'un association de roches terrigène et de roches magmatogènes (métatufs et metatuffites acides, schistes à porphyroblastes d'albite).

a) Horizon inférieur (650—675 m) qui débute par un paquet épais d'environ 125 m de schistes graphiteux séricito-chloriteux, quartzito-sériciteux dans lesquels s'intercale un niveau de schistes à porphyroblastes d'albites. Suivent des schistes quartzito-sériciteux feldspathiques (métatufs et métatuffites acides), schistes séricito-chloriteux à deux niveaux de schistes à porphyroblastes d'albite et un niveau de quartzites noirs.

b) Horizon supérieur (> 650 m) qui contient à la base un niveau épais (100—200 m) de schistes à porphyroblastes d'albite suivi de schistes quartzito-séricito-chloriteux à biotite. C'est sur le fond de ces derniers que se développent des schistes ocellés (qui peuvent toucher 100 m d'épaisseur) correspondant au niveau mis en évidence par les auteurs dans la région de Ciocănești dans le même complexe. Vers la partie supérieure la succession s'achève par des schistes terrigènes séricito-graphiteux.

3. *Complexe des quartzites et des roches carbonatées inférieures (de Suhard-Alun).*(?). Dans la subunité de Valea Putnei, qui occupe l'extrémité orientale de la région, le type prédominant revient aux roches séricito-graphiteuses microrubanées qui présentent une schistosité et des microplis de cisaillement où apparaissent des niveaux discontinus de schistes verts à porphyroblastes d'albite et de quartzites noirs, présents surtout vers la partie supérieure de la succession. Il y a des indices que cette association pétrographique pourrait revenir au complexe des quartzites et des roches carbonatées inférieures (de Suhard-Alun).

C) **Complexe détritique phyllonitisé (Paléozoïque supérieur** (?). Il se développe de manière prédominante dans l'unité d'Argestru (entre la nappe de Bistrița et l'unité autochtone de Bretila-Iacobeni) et subordonnée dans l'unité autochtone et dans la subunité de Mestecăniș de la nappe de Bistrița.

Institutul Geologic al României

Dans l'unité d'Argestru le complexe est représenté de manière prédominante par des roches phyllitiques satinées vertes ou cendrées (schistes quartzeux ± biotite chloritisée, schistes quartzo-graphiteux, chlorito-carbonatées etc.) avec de minces et rares intercalations de roches magmatogènes basiques. Vers la partie inférieure se développe un niveau discontinu de brèches sédimentaires faiblement métamorphisées à éléments de schistes cristallins.

Les dépôts de ce complexe se sont formés en milieu subaquatique, probablement limnique. Faute de données paléontologiques il est difficile de les attribuer avec précision au Paléozoïque supérieur. La présence des brèches à éléments de schistes cristallins qui supportent des dépôts de faible profondeur suggère leur ressemblance avec la succession des formations sédimentaires d'âge carbonifère.

Roches filoniennes. À l'embouchure du Nepomuceni et dans la vallée du Runcu, affluent de l'Argestru, nous avons rencontré des lamprophyres du type des spessartites. La roche de la vallée du Runcu, du voisinage du plan de charriage, est puissamment transformée et laminée. Il ne fait de doute que les lamprophyres y ont été mis en place avant le charriage alpin.

Les formations sédimentaires sont représentées par la couverture mésozoïque du cristallin, par les dépôts crétacés paléogènes du bassin de Birgău et par des dépôts quaternaires.

Dans la région de Iacobeni les dépôts sédimentaires mésozoïques apparaissent dans l'unité autochtone de Bretila-Iacobeni autant que dans la subunité de Mestecăniș de la nappe de Bistrița. Dans l'unité autochtone ils participent à la constitution de l'étage structural supérieur et sont représentés par des termes du Trias (Werfénien-Anisien) et du Jurassique (Dogger) (D i m i t r e s c u, 1960; M u t i h a c, 1966).

Dans la subunité de Mestecăniș de la nappe de Bistrița des dépôts triasiques sont rencontrés tout le long de la ligne de charriage d'entre la subunité de Mestecăniș et de Valea Putnei (ligne Obcina Mare-ruisseau Runcu-Vallée d'Argestru-Chiril).

Les dépôts sédimentaires du bassin de Birgău, reposant transgressivement sur le cristallin se développent à l'W de Vatra Dornei. Ils sont représentés par une succession de conglomérats et de grès calcaires (Cénomanien) qui supporte des conglomérats polygènes, des grès et des calcaires à nummulites (Lutétien). Les dépôts quaternaires apparaissent dans les terrasses largement développées et dans les plaines alluviales de la Bistrița Aurie et de la Dorna.

Tectonique

Dans la mégastructure de la région de Iacobeni on distingue les unités tectoniques alpines suivantes : l'unité autochtone de Bretila-Iacobeni, l'unité d'Argestru et l'unité (nappe) de Bistrița.

A) Unité „autochtone" de Bretila-Iacobeni[1]. Elle contient un étage structural inférieur constitué par la série métamorphique de Vatra Dornei-Iacobeni et un étage supérieur représenté par la couverture paléo-mésozoïque.

B) Unité d'Argestru. Elle occupe une position intermédiaire entre l'unité de Bretila-Iacobeni et la nappe de Bistrița. Elle est constituée par les formations du complexe détritique phyllonitisé attribué au Paléozoïque supérieur (?). Les deux unités affleurent dans la fenêtre de Iacobeni d'en dessous de la nappe de Bistrița.

1 Nappe subbucovinienne (S ă n d u l e s c u, 1967).

Institutul Geologic al României

C) *Unité (nappe) de Bistriţa.* Elle est constituée par deux subunités : la subunité de Mestecăniş, à l'W (qui occupe un étage structural inférieur constitué de schistes cristallins et un étage structural supérieur contenant des dépôts mésozoïques) et la subunité de Valea Putnei à l'E (constituée, dans cette région, uniquement de schistes cristallins). La subunité de Valea Putnei chevauche de l'E à l'W la subunité inférieure de Mestecăniş le long de la ligne du ruisseau Runcu-Obcina Mare-Chiril, où sont coïncées les formations paléo-mésozoïques.

La situation géologique de la fenêtre de Iacobeni est similaire, jusqu'à un certain point, à celle de la fenêtre de la vallée de la Tisa (H a i n et al., 1968). Ainsi, comme les descriptions le relèvent, l'unité autochtone de Belopotok présente tous les caractères de la série de Vatra Dornei-Iacobeni ; l'unité (nappe) de Delovenţk correspond à l'unité (nappe) de Bistriţa, quant à sa position tectonique, autant qu'au point de vue de la composition pétrographique et de la succession stratigraphique ; l'unité intermédiaire de Rozisk, constituée de dépôts revenant au Paléozoïque supérieur (?) pourrait être considérée le correspondant de l'unité d'Argestru.

Les structures plicatives majeures sont dirigées du NW au SE et sont représentées par des plis redressés asymétriques formés au cours du métamorphisme régional par des phénomènes de glissements fléxuraux. Dans la série de Vatra Dornei-Iacobeni on reconnaît l'anticlinal de Ciotina et le synclinal de Haj. Sur les flancs de ces structures majeures se sont greffées des structures d'ordre inférieur. Dans la nappe de Bistriţa la schistosité de stratification forme un monocline dont le pendage est de 40° à 60° vers l'E. Dans l'unité d'Argestru la stratification primaire, à faible pendage, a été affectée par un laminage intense le long de plusieurs surfaces de cisaillement qui forment des angles aigus avec celle-là. Les structures disjonctives sont représentées par les plans de charriages des unités alpines et par les failles directionnelles transversales et obliques faisant suite au charriage. Au voisinage des failles transversales à décrochement arrive la torsion des éléments structuraux formés antérieurement.

L'étude statistique de la position des éléments structuraux, par secteurs, à conduit aux conclusions suivantes :

1) Le plissement B_1 est synchrone au métamorphisme régional et donc à la formation de la schistosité de stratification (les linéations et les axes des plis B_1 correspondent au pôle π des plans S_1).

2) On observe que les structures B_1 sont toutes coaxiales dans l'unité de Bretila-Iacobeni et dans la nappe de Bistriţa.

3) Les plans S_2 (clivage et schistosité de cisaillement) à faible pendage et la foliation S_1 sont généralement coaxiaux, la linéation d'intersection B_2 formant avec B_1 un angle aigu.

4) Contrairement aux autres éléments plans la position des plans S_2 est homogène dans toutes les unités.

Évolution des roches métamorphiques

Les schistes cristallins de cette région se caractérisent par une évolution complexe due au changement, à la longue, des conditions de métamorphisme syncinématique avec des phases de métamorphisme postcinématique (statique). Le polymétamorphisme se reflète dans la composition minéralogique autant que dans la structure des roches. C'est le mouvement qui comme facteur essentiel a contrôlé les réactions métamorphiques.

Les formations prémétamorphiques de la série de Vatra Dornei-Iacobeni ont été affectées au cours de la première phase par un métamorphisme régional synorogène, mis en évidence par la croissance des minéraux de la première génération, comme la hornblende et les micas, parallèle aux axes des structures plicatives B_1. Les associations minéralogiques formées au cours de cette phase sont caractéristiques pour le métamorphisme de type barrovien dans les condi-

2 Unité structurale inférieure de la nappe bucovinienne (Săndulescu, 1967).

Institutul Geologic al României

tions du faciès des schistes verts, subfaciès quartz-albite-épidote-almandin. Le plissement synmétamorphique B_1 est surtout un plissement de glissement flexural („flexural slip").

Après une longue période de temps, au cours de laquelle ont probablement eu lieu des processus de rétromorphisme à echelle régionale, suit une phase de métamorphisme dynamique qui a conduit à la formation du clivage S_2 (plissement de cisaillement B_2) ainsi qu'à la reprise des anciens clivages axiaux. Parfois le clivage de cisaillement passe à une schistosité de cisaillement (laminage). Les surfaces du clivage de cisaillement S_2, visibles ou présumées, sont devenues le siège de la recristallisation statique et mimétique des micas suivie de la formation des porphyroblastes d'albite, grenat, hornblende „Garben", calcite et magnétite et de cristallisation tardive de la biotite et de la muscovite, transversale par rapport à la schistosité. Ultérieurement les roches ont été affectées par un clivage de fracture (S_3) sans recristallisation, qui a affecté parfois les porphyroblastes nouvellement formés. Localement ces derniers mouvements tectoniques entraînent la chloritisation du grenat et de la biotite nouvellement formés.

La succession des événements métamorphiques dans la série de Tulgheș est la suivante : métamorphisme régional synorogène dans les conditions du faciès des schistes verts, du subfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite, accompagné de la formation de la schistosité métamorphique S_1 (plissement par glissement flexural B_1) ; métamorphisme dynamique accompagné de la formation du clivage S_2 (plissement de cisaillement B_2) ; recristallisation postcinématique de l'albite, biotite et muscovite (métamorphisme statique progressif dans le subfaciès quartz-albite-épidote-biotite) ; formation du clivage de fracture S_3.

Au cours de l'évolution du complexe détritique phyllonitisé on distingue les phases suivantes : faible métamorphisme régional dans les conditions du faciès des schistes verts ; métamorphisme dynamique (phyllonitisation) localement suivi de la recristallisation postcinématique de la biotite et parfois de la hornblende ; formation d'un clivage de fracture (S_3).

De ce que l'on vient d'exposer il en résulte que :

1. Les phases de formation du clivage de cisaillement (S_2) de métamorphisme statique progressif et de formation du clivage tardif (S_3) sont caractéristiques à toutes les roches métamorphiques de la région.

2. L'uniformité statistique régionale de la position des plans S_2 et S_3 dénote que ces éléments structuraux sont les plus récents et qu'ils sont synchrones dans toutes les unités.

3. Le faible pendage des plans S_2, qui sont parallèles au plan de charriage, atteste une étroite liaison entre le charriage de cisaillement et l'apparition des plans S_2.

4. Les porphyroblastes récents conservés en état relativement frais et leur manque de déformation dénotent qu'après la formation définitive des plans S_2 des mouvements tectoniques différentiels importants n'arrivent plus.

5. L'absence des auréoles pléocroïques autour du zircon inclus dans la biotite postcinématique indique l'âge récent de celle-ci.

Toutes ces observations nous portent à conclure que les phases du mouvement tectonique qui ont généré les surfaces S_2 ainsi que la recristallisation tardive des porphyroblastes postcinématiques sont, pour la plupart, dues au charriage alpin. La croissance du degré de métamorphisme au cours de la phase postcinématique (métamorphisme statique) vient de la chaleur de friction générée par le cisaillement ; la composition des porphyroblastes nouvellement formés a été contrôlée par la composition globale des roches métamorphiques.

Les discussions sur l'âge du métamorphisme régional préalpin des séries de Vatra-Dornei-Iacobeni et de Tulgheș restent ouvertes tant que les relations stratigraphiques directes entre ces deux séries seront ignorées.

Institutul Geologic al României

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche IV

1, série de Vatra-Dornei-Iacobeni (secteur 1). Diagramme des plans S_1 (96 pôles) et des éléments linéaires B_1 (10 pôles); ● foliation de stratification (S_1); o, axes de microplis; + linéation; 2, série de VatraDornei-Iacobeni (secteur 1). Diagramme des plans S_2(17 pôles); ▲ clivage de cisaillement; ■ schistosité de lamination; 3, série de Vatra-Dornei-Iacobeni (secteur 2). Diagramme des plans S_1 (92 pôles) et des éléments linéaires B_1 (15 pôles); ● foliation de stratification (S_1); o, axes de microplis; + linéations; 4, série de Vatra-Dornei-Iacobeni (secteur 2). Diagramme des plans S_2 (12 pôles); ▲ clivage; ■ schistosité de lamination; 5, série de Vatra-Dornei-Iacobeni (secteur 3). Diagramme des plans S_1 (36 pôles) et des éléments linéaires B_1 (7 pôles); ● foliation de stratification (S_1); o, axes de microplis; + linéations; 6, série de Vatra-Dornei-Iacobeni (secteur 3). Diagramme des plans S_2 (34 pôles); ▲ clivage de cisaillement; ■ schistosité de lamination; 7, série de Tulgheș (secteur 1). Diagramme des plans S_1 (foliation de stratification; 25 pôles); 8, série de Tulgheș (secteur 1). Diagramme des plans S_2 (7 pôles); ▲ clivage de cisaillement; ■ schistosité de lamination.

Planche V

1, série de Tulgheș (secteur 2). Diagramme des plans S_1 (75 pôles) et des éléments linéaires B_1 (13 pôles); ● foliation de stratification (S_1); o, axes de microplis; + linéations; 2, série de Tulgheș (secteur 2). Diagramme des plans S_2 (12 pôles); 3, série de Tulgheș (secteur 3). Diagramme des plans S_1 (29 pôles) et des éléments linéaires B_1 (16 pôles); ● foliation de stratification (S_1); o, axes de microplis; + linéations; 4, série de Tulgheș (secteur 3). Diagramme des plans S_2 (13 pôles); ▲ clivage de cisaillement; ■ schistosité de lamination.

Diagrammes généraux des plans S_2 5, série de Vatra-Dornei-Iacobeni. 6, série de Tulgheș; ▲ clivage de cisaillement; ■ schistosité de lamination.

Planche VI

Carte géologique de la région de Vatra-Dornei-Iacobeni (zone cristallino-mésozoïque). Quaternaire: 1, alluvions; 2, terrasses. Crétacé supérieur-Paléogène: 3, conglomérats, grès, calcaires.

Unité de Bretila-Iacobeni. Étage structural supérieur. Trias. Anisien: 4, calcaires roses et gris, calcaires détritiques, schistes rouges, dolomites; Werfénien: 5, conglomérats et grès micacés; Paléozoïque supérieur (?): 6, brèches sédimentaires métamorphisées. Étage structural inférieur. Antéprotérozoïque supérieur (?). Série de Vatra Dornei-Iacobeni. Complexe supérieur terrigène: 7, micaschistes muscovitiques-biotitiques à chlorite ± grenat; 8, schistes à porphyroblastes d'albite; 9, schistes quartzitiques-feldstpathiques. Complexe moyen magmatogène; 10, amphibolites à albite et épidote ± calcite ± biotite — chlorite à intercalations de schistes avec albite + épidote + calcite et schistes micacés à porphyroblastes d'albite. Complexe inférieur terrigène: 11, micaschistes muscovitiques-biotitiques à chlorite ± grenat; 12, schistes oeillés. Unité d'Argestru. Paléozoïque supérieur (?). Complexe détritique phyllonitisé: 13, schistes phyllonitiques à rares niveaux de métabasites; 14, brèche sédimentaire métamorphisée.

Unité (nappe) de Bistrița. Subunité de Mestecăniș. Étage structural supérieur. Trias. Anisien: 15, dolomites; Werfénien: 16, conglomérats; Paléozoïque supérieur (?). Complexe détritique phyllonitisé: 17, schistes phyllonitiques; 18, brèches sédimentaire métamorphisées.

Institutul Geologic al României

Étage structural inférieur. Protérozoïque supérieur-Paléozoïque-Série de Tulgheș. Complexe volcanogène moyen. Horizon supérieur : 19, schistes oeillés ; 20, schistes quartzitiques-séricitiques chloriteux à biotite ; 21, schistes à porphyroblastes d'albite. Horizon inférieur : 22, schistes quartzitiques séricitiques feldspathiques (métatuffites acides) avec intercalations de schistes séricito-chloriteux ; de manière subordonnée quartzites noirs (a) et schistes à porphyroblastes d'albite (b) ; 23, schistes graphito-sériciteux, schistes séricito-chloriteux. Complexe des quartzites d'Arșița. Horizon supérieur : 24, quartzites noirs graphiteux (± minerai de manganèse), schistes quartzito-graphiteux à rares niveaux de schistes séricito-feldspathiques et avec un niveau de schistes oeillés (a) : 25, schistes séricito chloriteux ; 26, schistes à porphyroblastes d'albite ; 27, schistes séricito-graphiteux, schistes séricito-chloriteux. Horizon inférieur : 28, quartzites noirs, graphiteux (± minerai de manganèse), quartzites rubanés, quartzites blancs : 29, schistes sériciteux ± graphite ; 30, schistes à porphyroblastes d'albite ; 31, calcaires cristallins en plaquettes. Subunité de Valea-Putnei — Protérozoïque supérieur-Paléozoïque — Série de Tulgheș. Complexe des quartzites et des roches carbonatées inférieures (de Suhard-Alun) (?) ; 32, schistes séricito-graphiteux microrubanés, schistes séricito-chloriteux + graphite ; 33, schistes à porphyroblastes d'albite ; 34, quartzites noirs.

Schistosité de stratification : 35, à pendage ; 36, horizontale ; 37, verticale ; 38, flanc normal ; 39, flanc inverse. Clivage et schistosité de clivage ; 40, à pendage ; 41, horizontal. Éléments linéaires : 42, linéation ; 43, axes de microplis ; 44, anticlinal ; 45, synclinal ; 46, faille ; 47, ligne de charriage ; 48, (1, 2, 3) secteurs homogènes.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Fig. 1. — Șisturi muscovitice cu biotit cloritizat. Seria de Vatra-Dornei-Iacobeni complexul inferior terigen. Valea Bistrița Aurie. Microcută de forfecare : S_1 este marcat de limita dintre zona cuarțitică și cea micacee. Clivajul S_2 („strain-slip") evident în banda micacee, se recunoaște în banda cuarțitică în orientarea dimensională a cuarțului și rarelor lamele de mică. N+ ; × 26,5.

Schistes muscovitiques à biotite chloritisée. Série de Vatra-Dornei-Iacobeni, complexe inférieur terrigène. Vallée de la Bistrița Aurie. Micropli de cisaillement : S_1 est marquée par la limite qui sépare la zone quartzitique de la zone micacée. Clivage S_2 („strain slip") évident dans la bande micacée, reconnaissable dans la bande quartzitique par l'orientation du quartz et les rares lamelles en mica. N+ ; × 26,5.

Fig. 2. — Șisturi muscovitice cloritice (cu biotit cloritizat). Seria de Vatra-Dornei-Iacobeni, complexul inferior terigen. Afluent mare sting al văii Haj. Șistozitatea S_1 este afectată de microcutarea de forfecare pe clivaje S_2 de tip „strain slip". Se observă și lamele de biotit transversal, paralel cu S_2. N+ ; × 26,5.

Schistes muscovito-chloriteux (à biotite chloritisée). Série de Vatra-Dornei-Iacobeni, complexe inférieur terrigène. Affluent important du côté gauche de la vallée du Haj. La schistosité S_1 est affectée par le microplissement de cisaillement le long des plans de clivage S_2 „strain slip". On observe aussi des lamelles de biotite parallèles à S_2. N+ ; × 26,5.

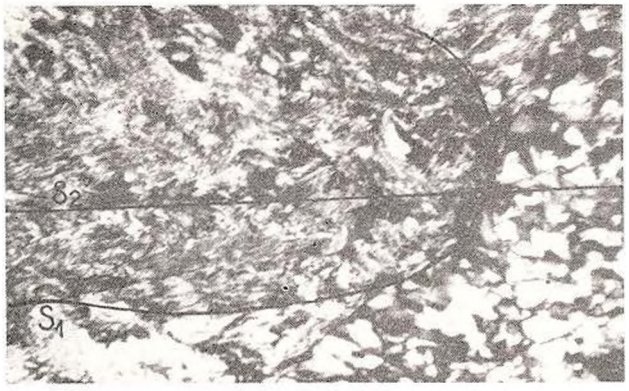
Fig. 3. — Șisturi muscovitice cu biotit și granat. Seria de Vatra-Dornei-Iacobeni, complexul superior terigen. Afluent drept al văii Argestrului. Granat idioblastic crescut tardiv peste matricea șistoasă laminată care trece nederanjată prin porfiroblast. N+ ; × 26,5.

Schistes muscovitiques à biotite et grenat. Série de Vatra-Dornei-Iacobeni complexe supérieur terrigène. Affluent du côté droit de la vallée d'Argestru. Grenat idioblastique tardif englobant la matrice schisteuse laminée qui traverse non affectée le porphyroblaste. N+ ; × 26,5.

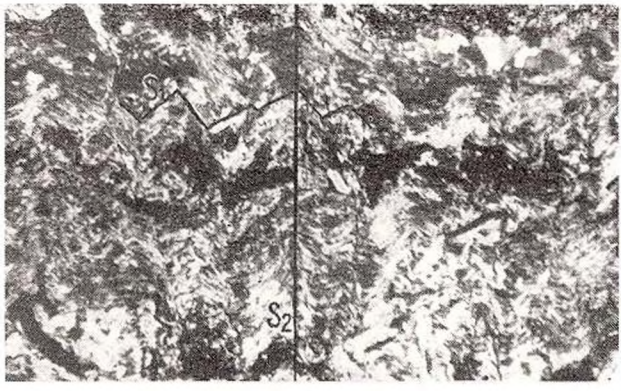
Fig. 4. — Șisturi muscovitice cu biotit și granat, seria de Vatra-Dornei-Iacobeni. Complexul superior terigen. Matrice laminată. Biotitul postcinematic apare crescut oblic față de șistozitățile anterioare. N+ ; × 26,5.

Schistes muscovitiques à biotite et grenat, série de Vatra-Dornei-Iacobeni. Complexe supérieur terrigène. Matrice laminée. La biotite post-cinématique oblique par rapport aux schistosités antérieures. N+ ; × 26,5.

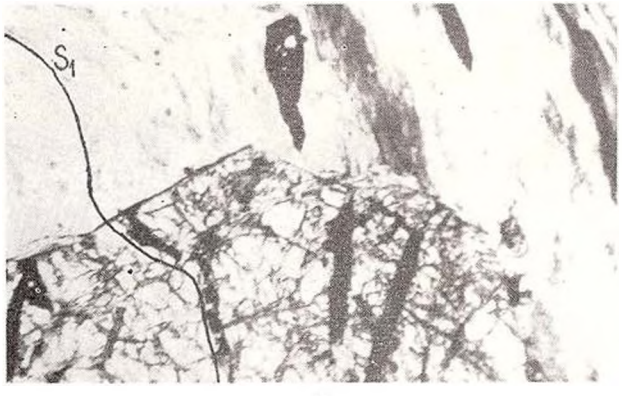
Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Fig. 1. — Șisturi cuarțitice muscovitice cu biotit cloritizat. Seria de Tulgheș (în apropierea planului de șariaj, valea Chilia). Se observă cutarea postcristalină a micelor în S_1. Mișcarea se continuă pe clivajul de forfecare pe care recristalizează micele. N+ ; × 26,5.

Schistes quartzito-muscovitiques à biotite chloritisée. Série de Tulgheș (au voisinage du plan de charriage, vallée de Chilia). On observe le plissement post-cristallin des micas en S_1. Le mouvement continue le long du clivage de cisaillement où les micas ont recristallisés. N+ ; × 26,5.

Fig. 2. — Șisturi oculare. Seria de Tulgheș. Complexul vulcanogen mediu. Afluent sting al pîrîului Runcului. Se observă matricea fin granulară constituită din cuarț, feldspat potasic, sericit și biotit. Porfiroblast de microclin-peritit cu incluziuni din matrice. N+ ; × 26,5.

Schistes ocillés. Série de Tulgheș. Complexe volcanogène moyen. Affluent gauche du ruisseau Runcu. On observe la matrice finement granulaire constituée de quartz, feldspath potassique, séricite et biotite. Porphyroblastes de microcline-pertite avec des inclusions provenues de la matrice. N+ ; × 26,5.

Fig. 3. — Șisturi clorito-albitice cu calcit. Seria de Tulgheș, complexul vulcanogen mediu, orizontul superior. Pîrîul Runcului, afluent sting al Argestrului. Se observă alternanța de benzi, clorito-albitice (închise la culoare) și benzi albitice-carbonatice. Albit în general lipsit de incluziuni dar dispus indiferent de compoziția benzilor. N+ ; × 26,5.

Schistes chlorito-albitiques à calcite. Série de Tulgheș, complexe volcanogène moyen, horizon supérieur. Ruisseau Runcu, affluent gauche de l'Argestru. On observe l'alternance des bandes chlorito-albitiques (sombres) et albito-carbonatées. Albite, généralement, dépourvue d'inclusions, toutefois disposée indépendamment de la composition des bandes. N+ ; ×26,5.

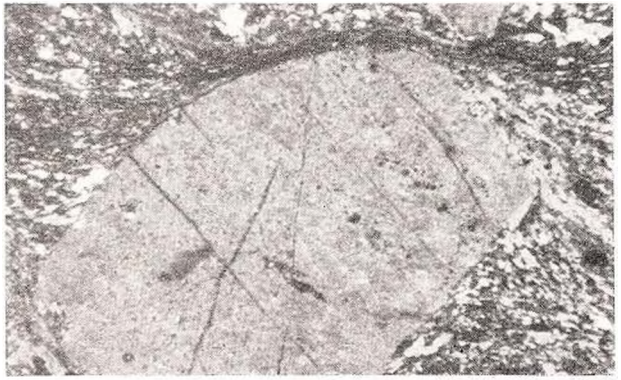
Fig. 4. — Cuarțite cenușii. Seria de Tulgheș. Complexul cuarțitelor de Arșița. Culmea din stînga văii Dornei. Orientare dimensională accentuată a cuarțului, diferită de orientarea după rețea (axele optice ale cuarțului, paralele cu benzi de extincție ondulatorie, se dispun oblic față de șistozitate). N+ ; × 26,5.

Quartzites gris. Série de Tulgheș. Complexe des quartzites d'Arșița. Crête longeant le côté gauche de la vallée de la Dorna. Orientation accusée du quartz, les axes optiques du quartz, parallèles par rapport aux bandes d'extinction ondulatoire, se disposent obliquement à la schistosité. N+ ; × 26,5.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Fig. 1. — Cuarțite grafitoase. Seria de Tulgheș. Complexul cuarțitelor de Arșița. Est de vîrful Oala. Segment dintr-o microcută de forfecare. Banda cuarțitică mai larg cristalizată marchează șistozitatea de stratificație S_1 ; șistozitatea de forfecare S_2 este evidențiată de orientarea dimensională a cuarțului și grafitului. N+ ; × 26,5.

Quartzites graphiteux. Série de Tulgheș. Complexe des quartzites d'Arșița. E du sommet Oala. Segment d'un micropli de cisaillement. La bande quartzitique souligne la schistosité de stratification S_1 ; la schistosité de cisaillement S_2 est mise en évidence par l'orientation du quartz et du graphite. N+ ; ×26,5.

Fig. 2. — Șisturi muscovitice-cloritice cu porfiroblaste de albit. Seria de Tulgheș, complexul vulcanogen mediu. Valea Chilia. Porfiroblaste de albit crescute postcinematic transversal peste matricea microcutată. N+ ; ×26,5.

Schistes muscovito-chloritiques à porphyroblastes d'albite. Série de Tulgheș, complexe volcanogène moyen. Vallée de Chilia. Porphyroblastes d'albite post-cinématique, transversale par rapport à la matrice microplissée. N+ ; ×26,5.

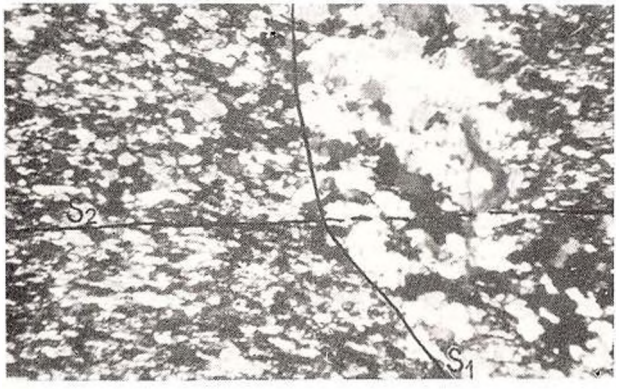
Fig. 3. — Aceeași rocă, porfiroblastele de albit prezintă macla albit simplă (de 2 indivizi). N+ ; × 26,5.

Même roche, les porphyroblastes d'albite présentent le macle albite simple (deux individus). N+ ; × 26,5.

Fig. 4. — Șisturi sericitice-biotitice, cu biotit transversal (filonite). Complexul detritic filonitizat. Afluent sting al Argestrului. Se observă biotit transversal crescut post filonitizare, afectat ulterior de un clivaj de forfecare (S_3) neînsoțit de recristalizare. N+ ; × 26,5.

Schistes séricito-biotitiques, à biotite transversale (phyllonites). Complexe détritique phyllonitisé. Affluent gauche de l'Argestru. On observe la biotite transversale post-phyllonitique, affectée ultérieurement par un clivage de cisaillement (S_3) sans recristallisation. N+ ; × 26,5.

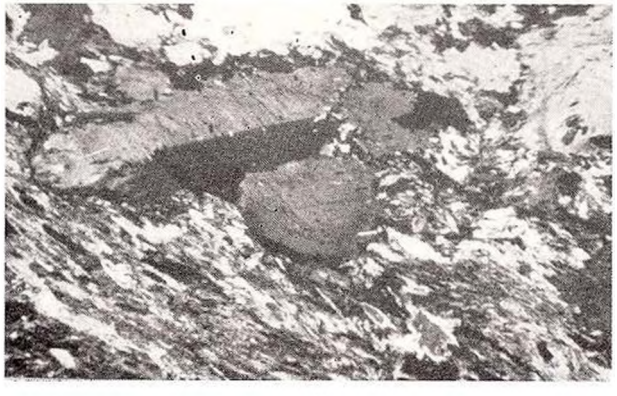
Institutul Geologic al României



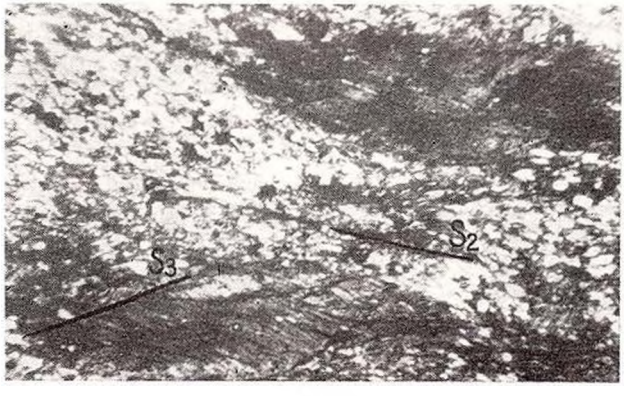
1



2

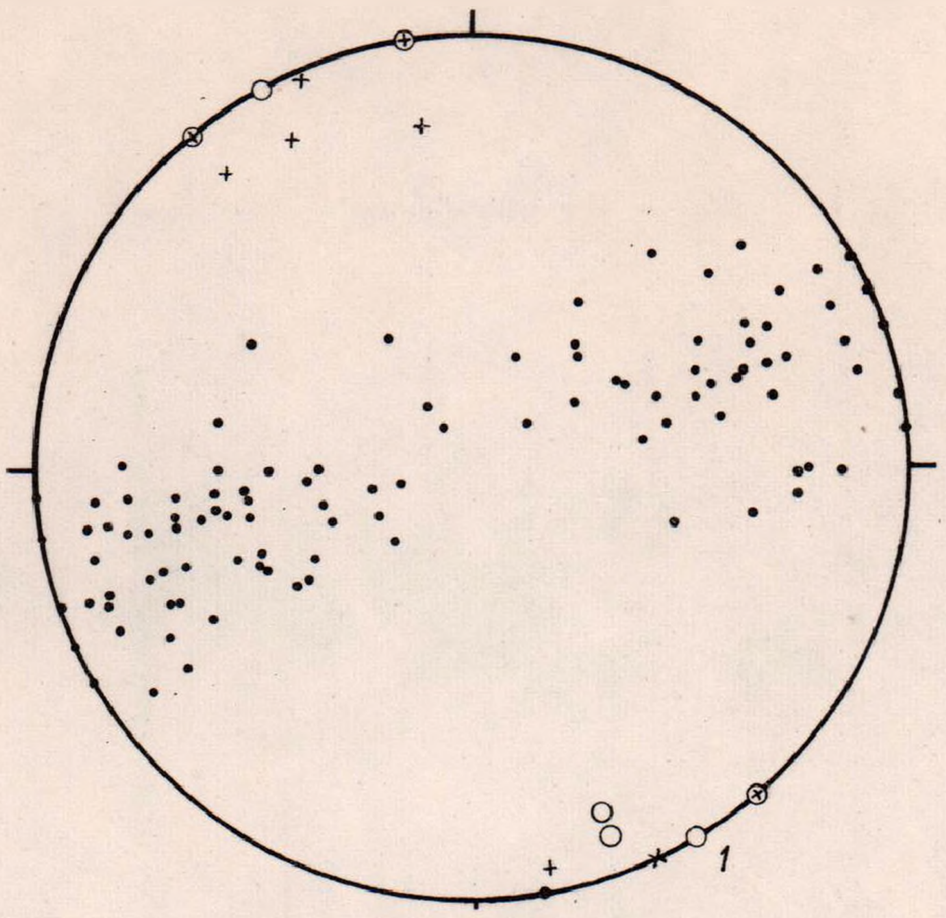


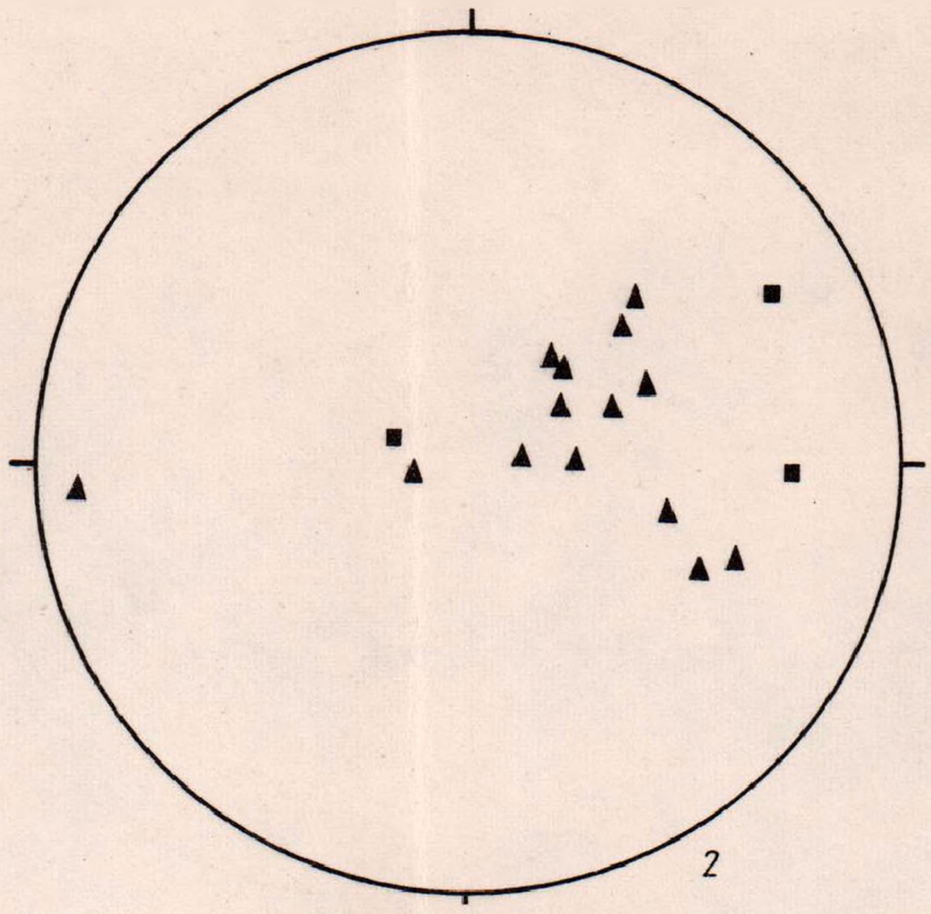
3

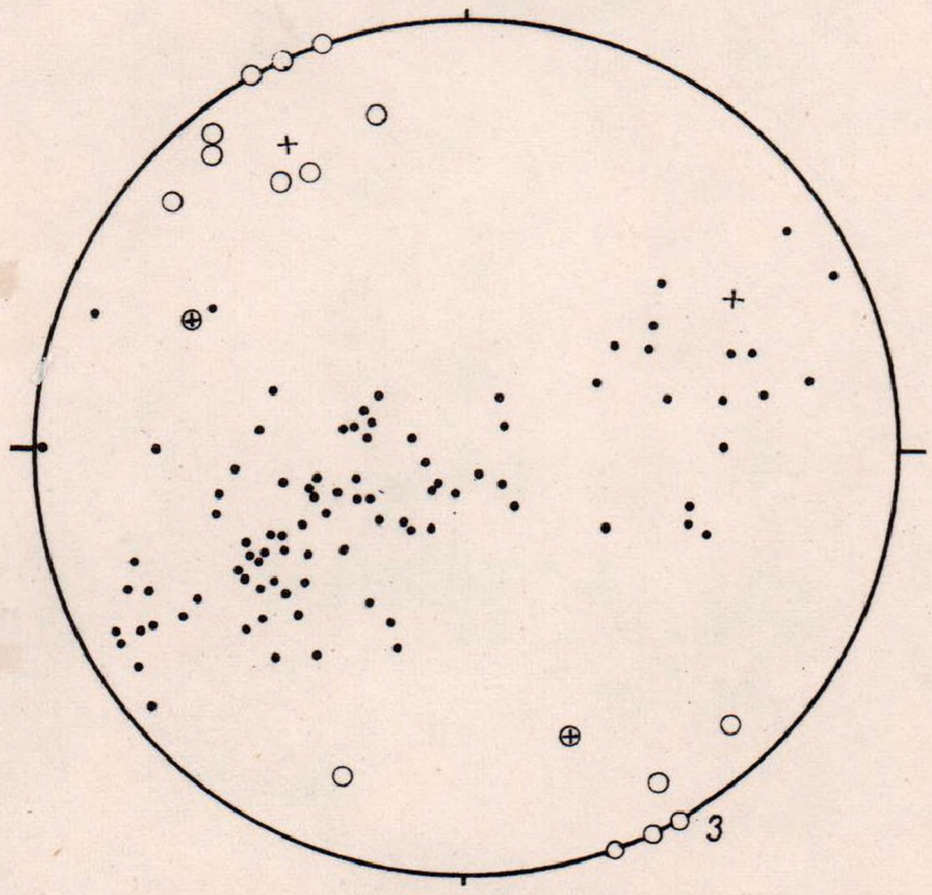


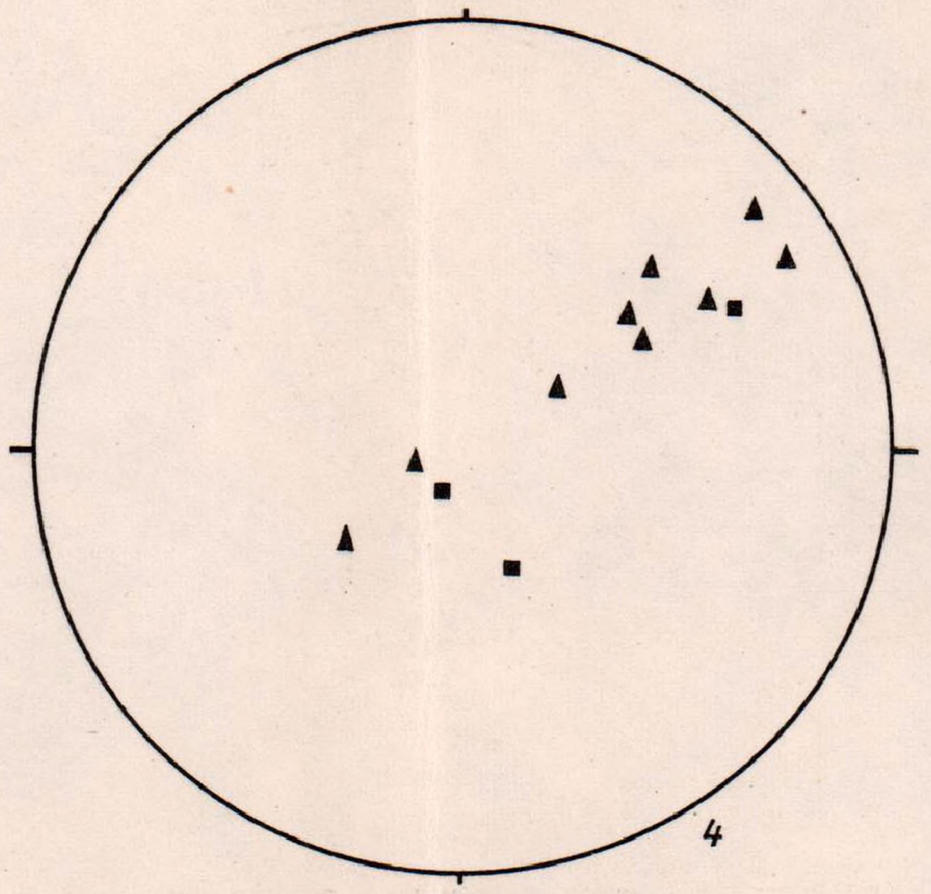
4

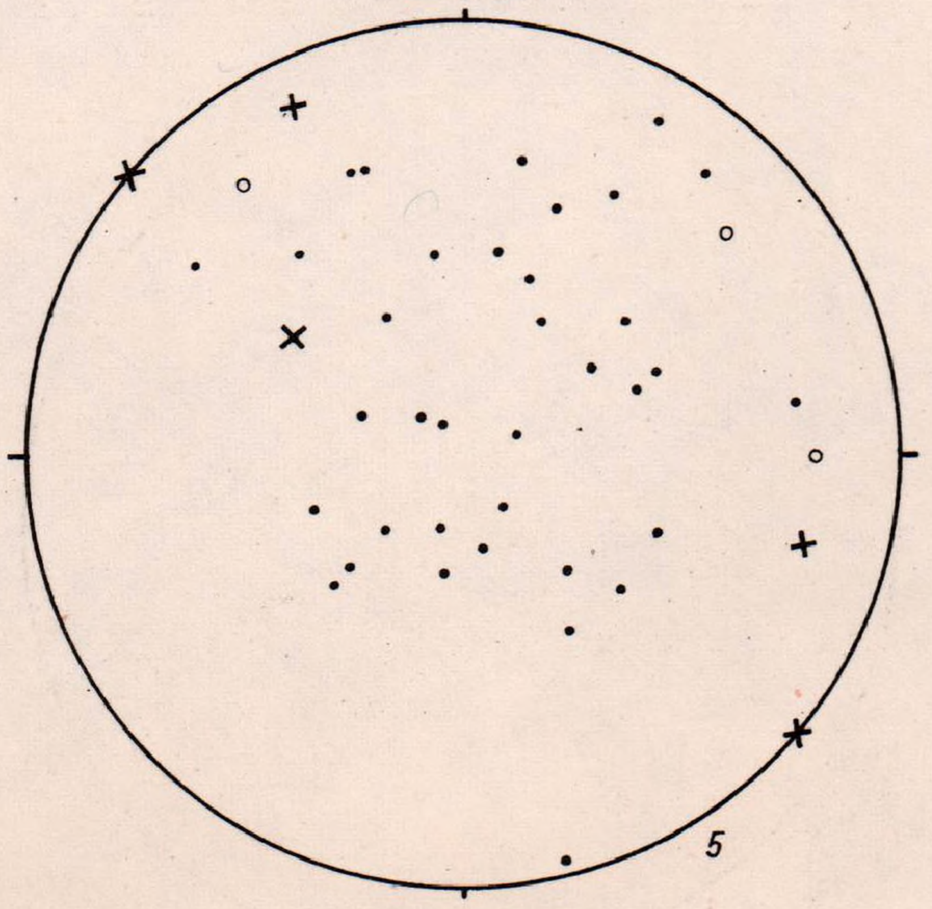
Institutul Geologic al României

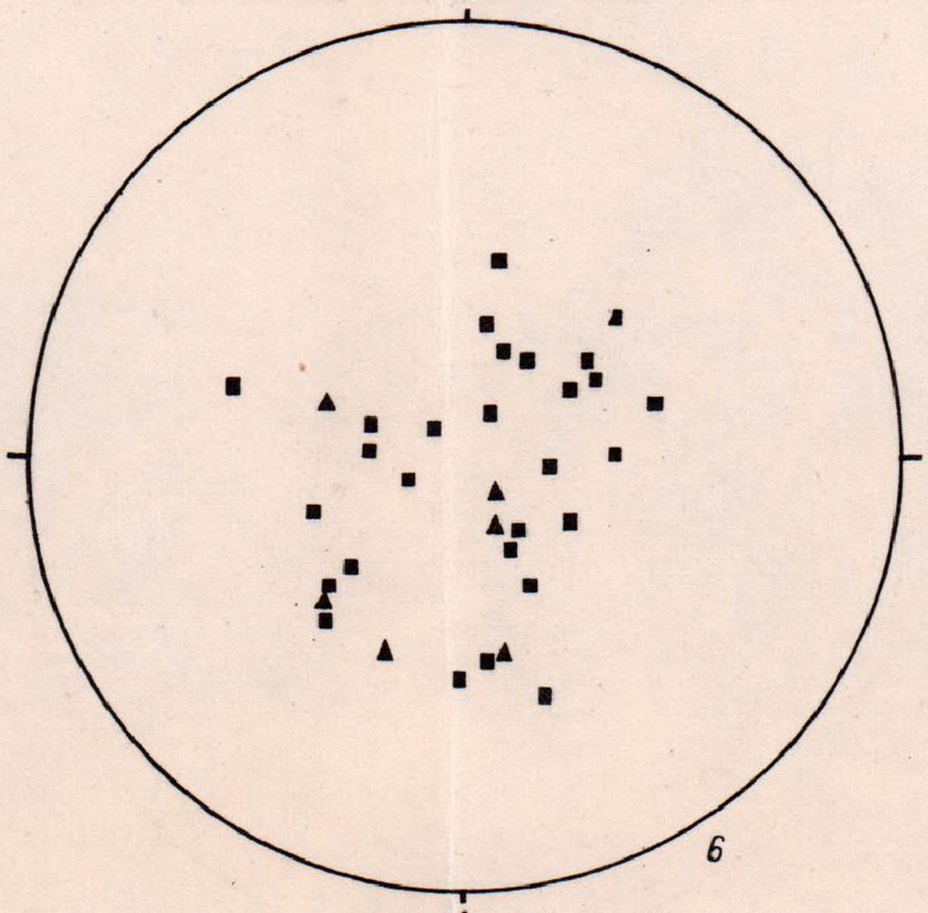

1

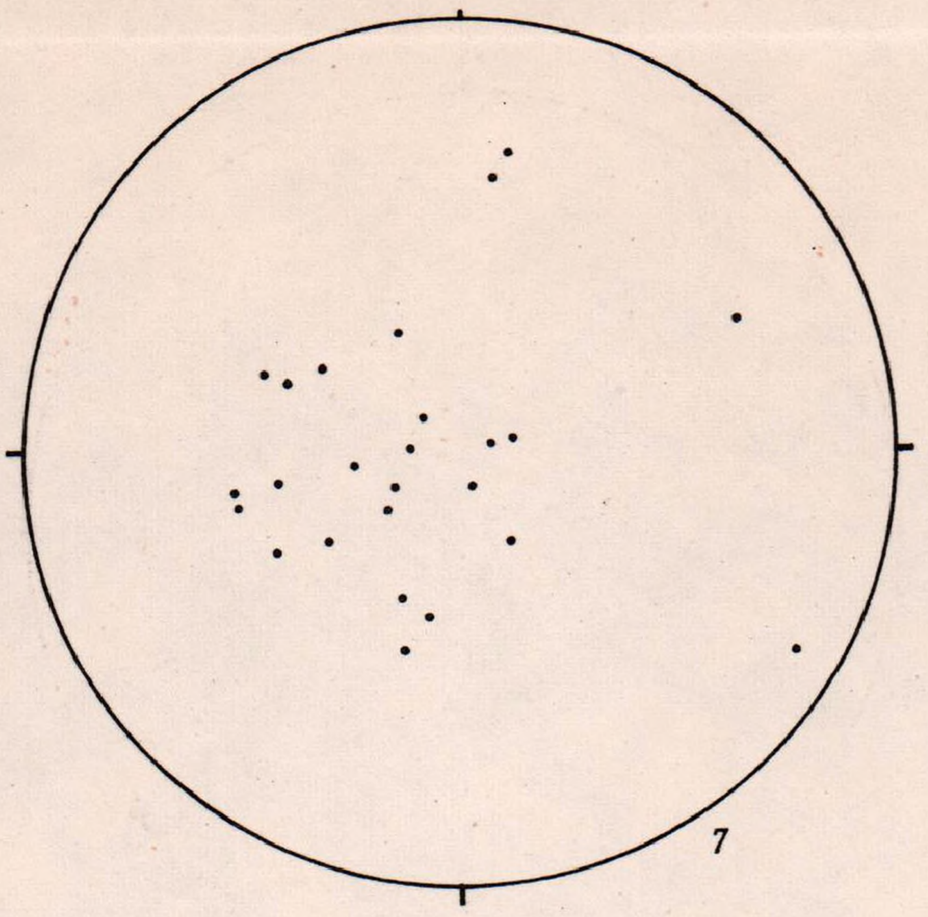

2

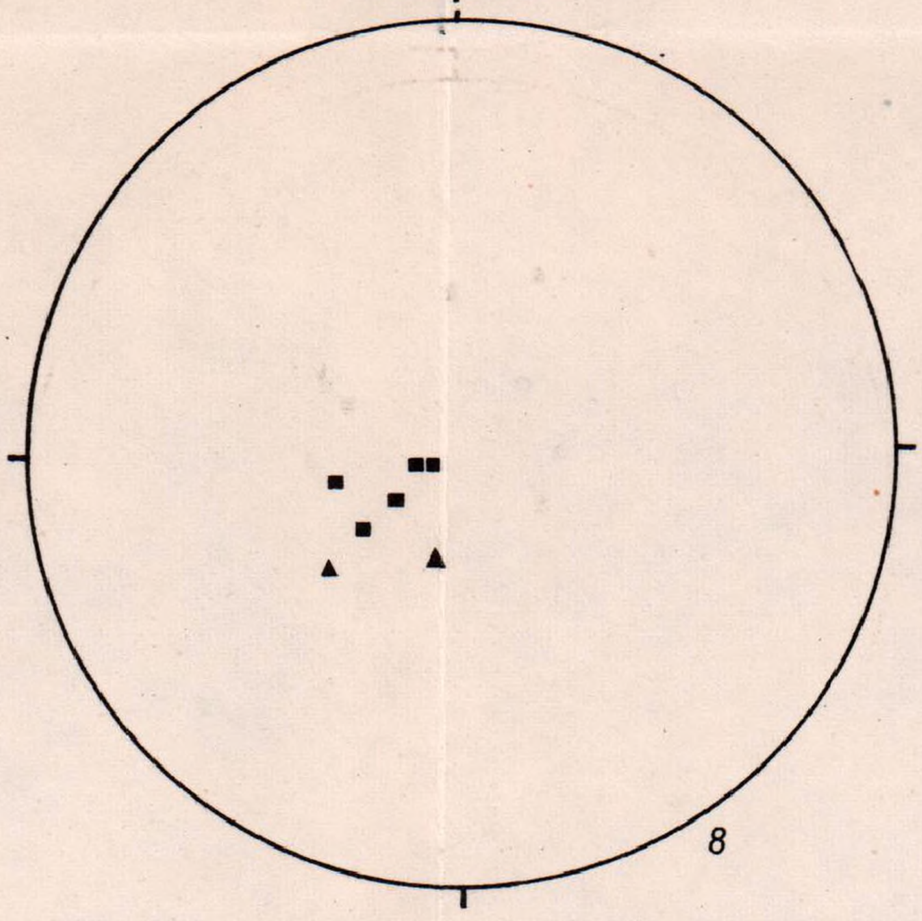

3


4

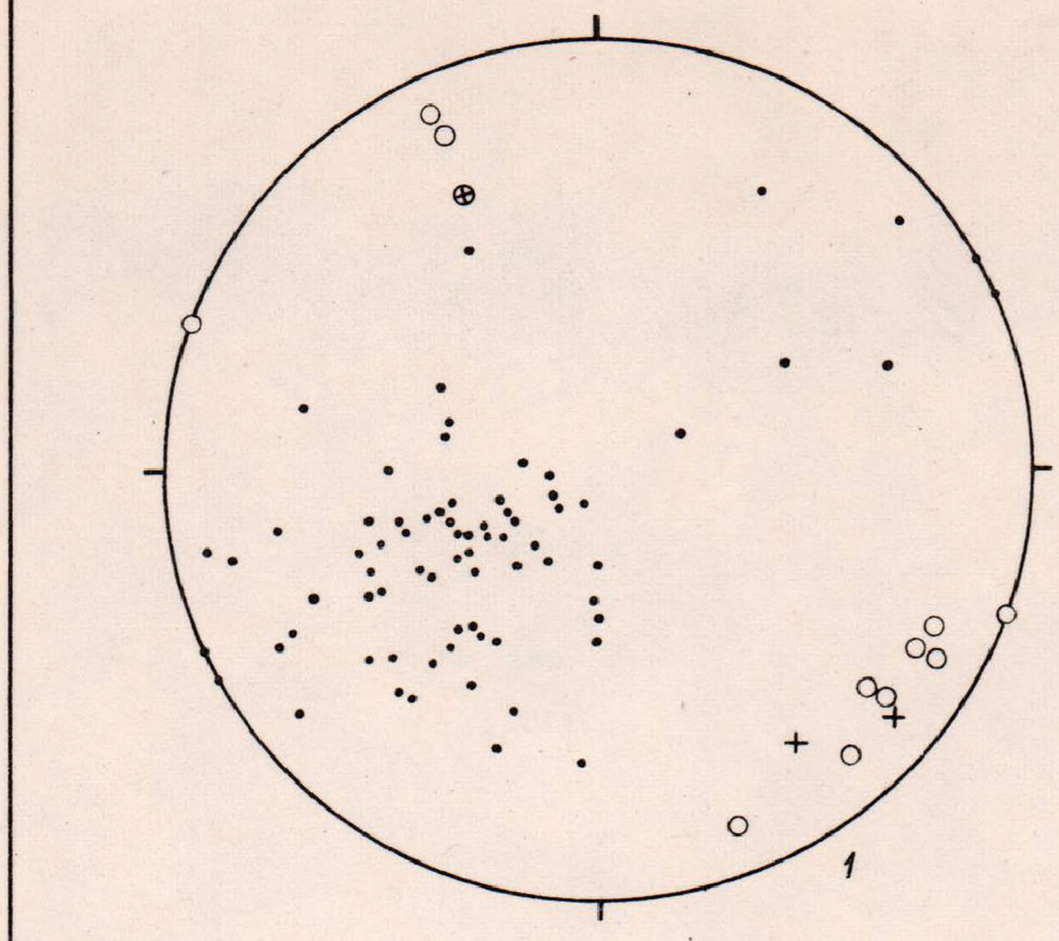

5

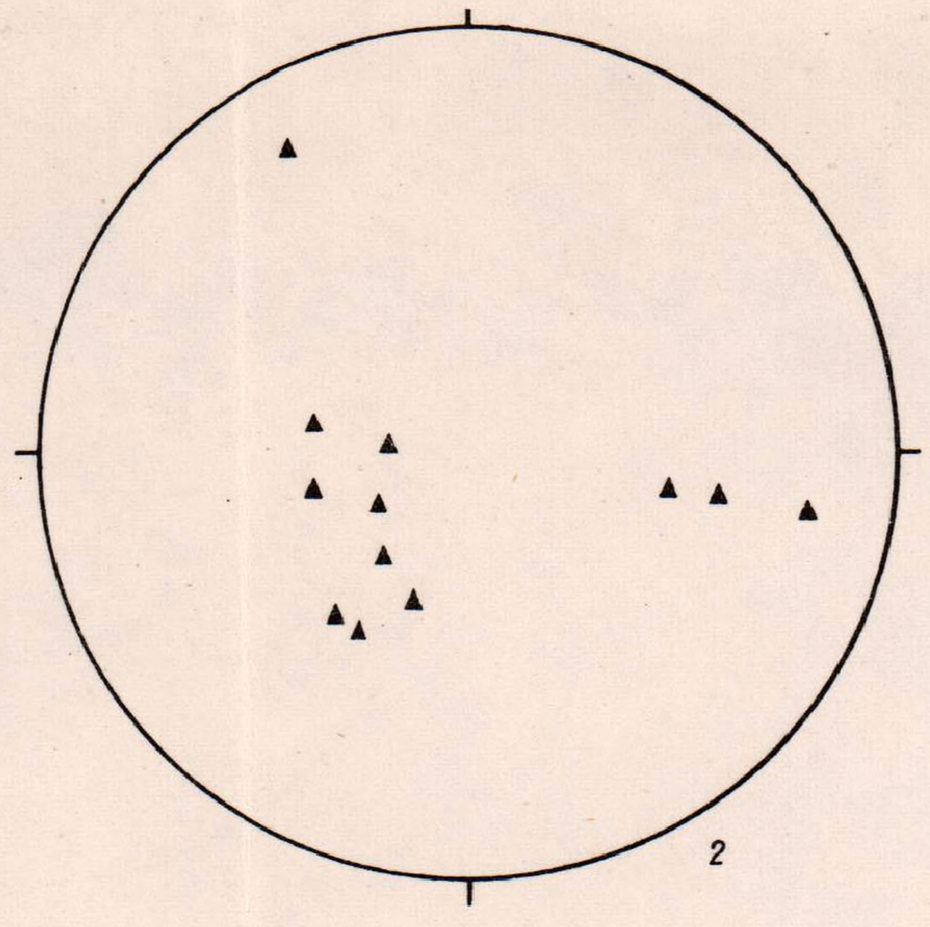

6

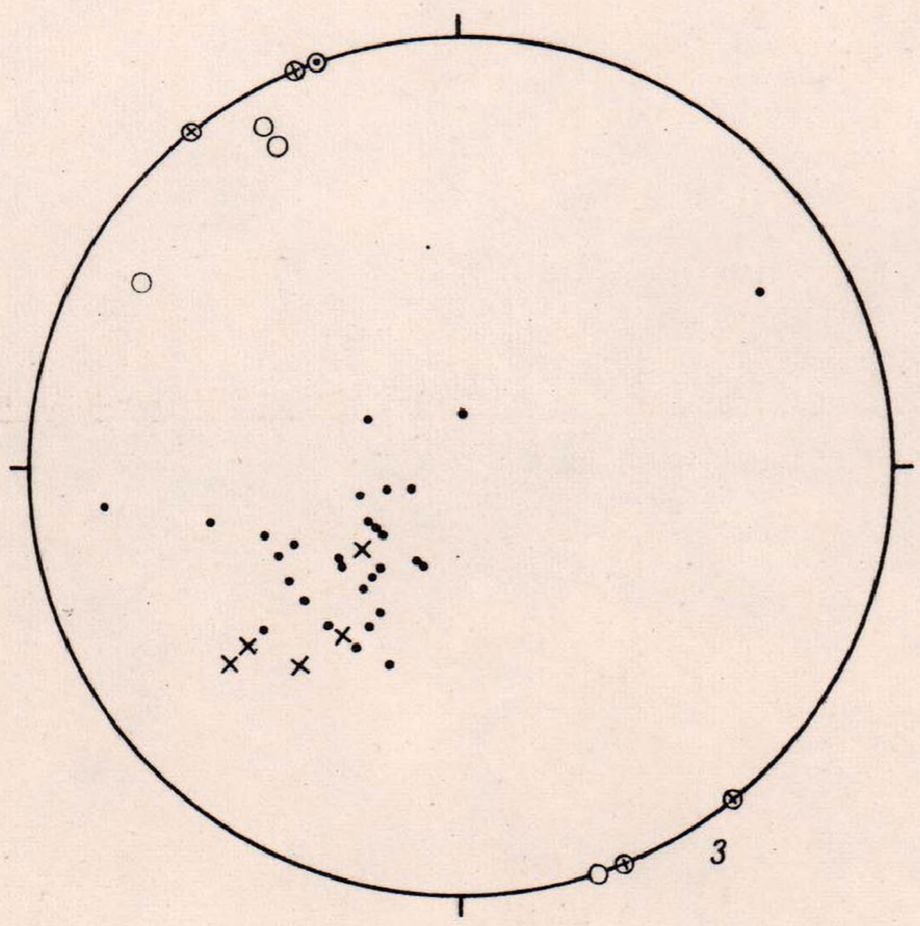

7

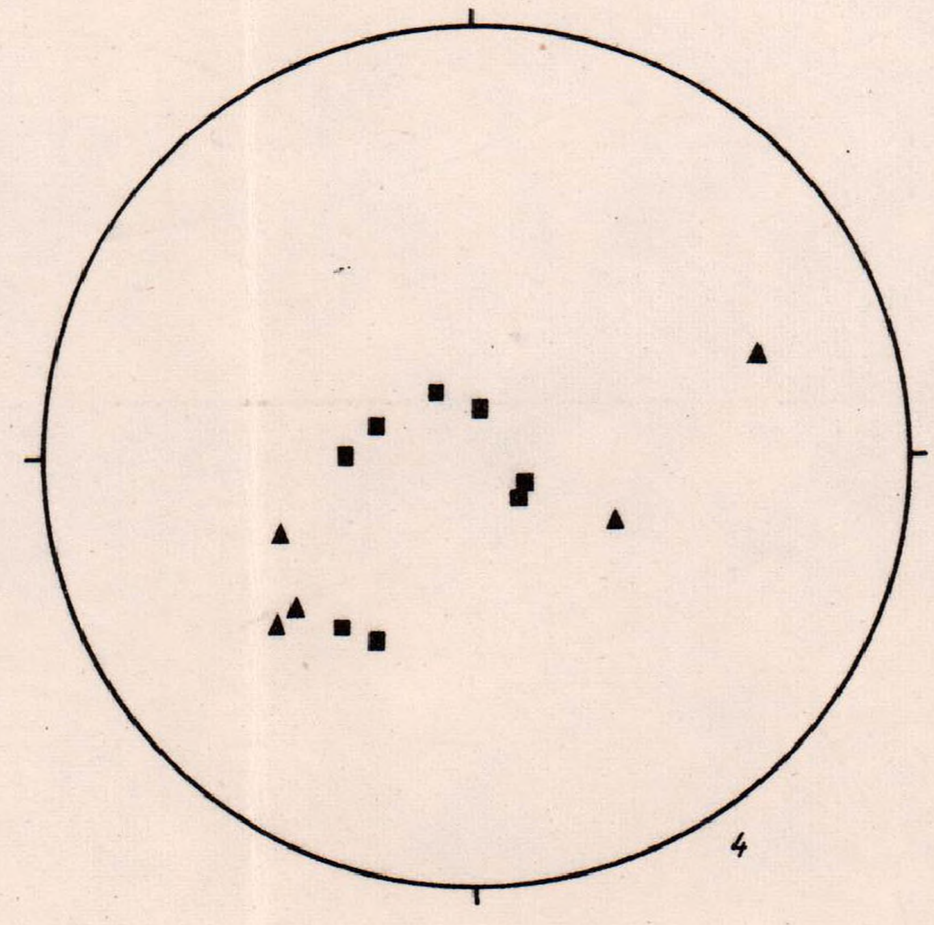

8

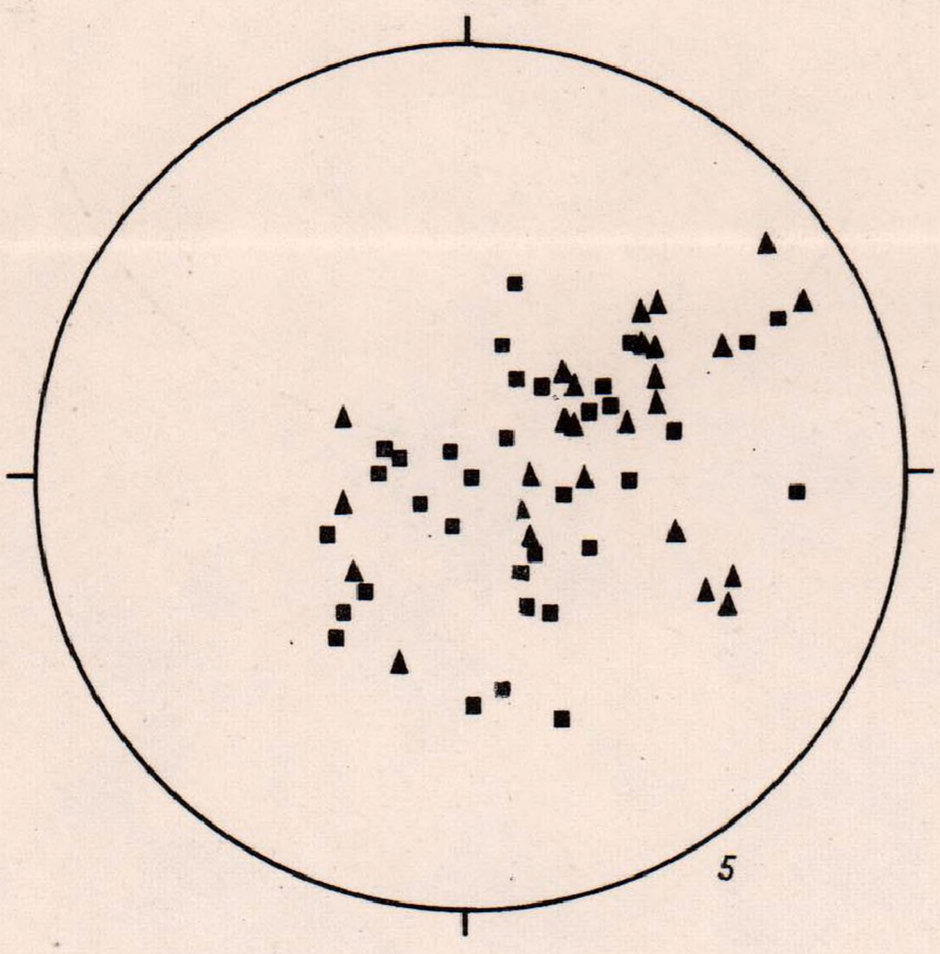
Institutul Geologic al României

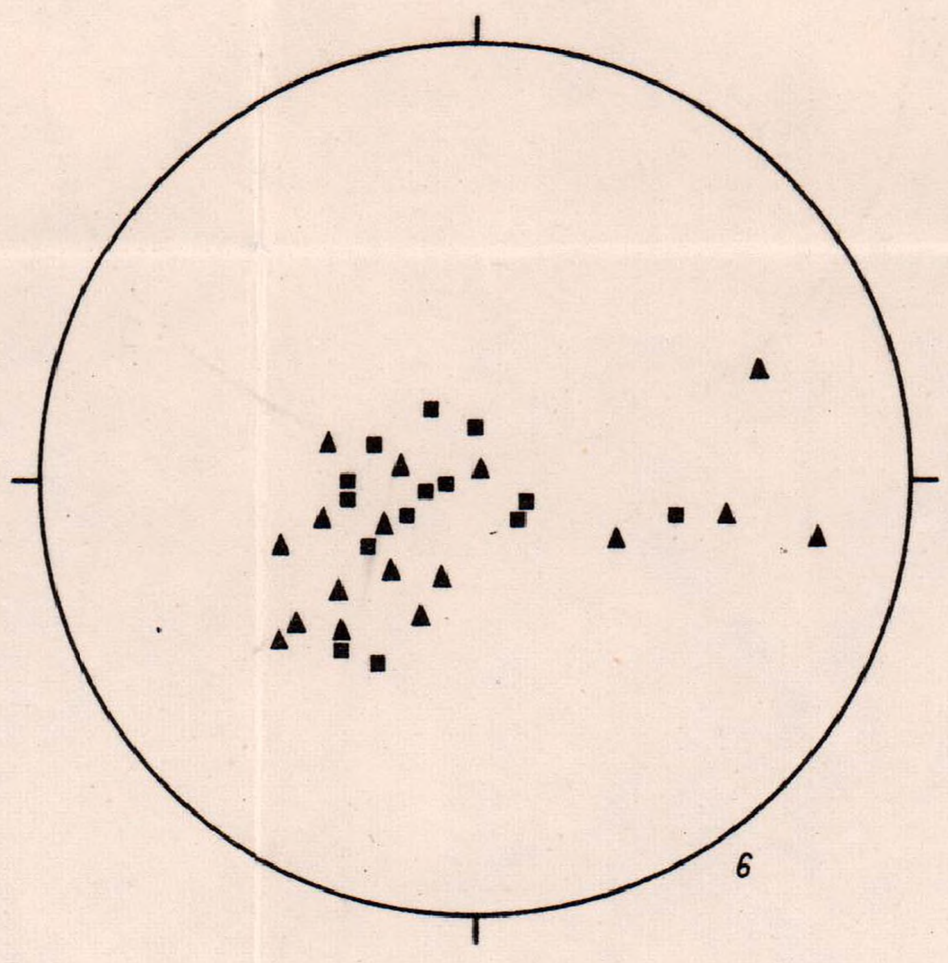

1


2


3


4


5


6

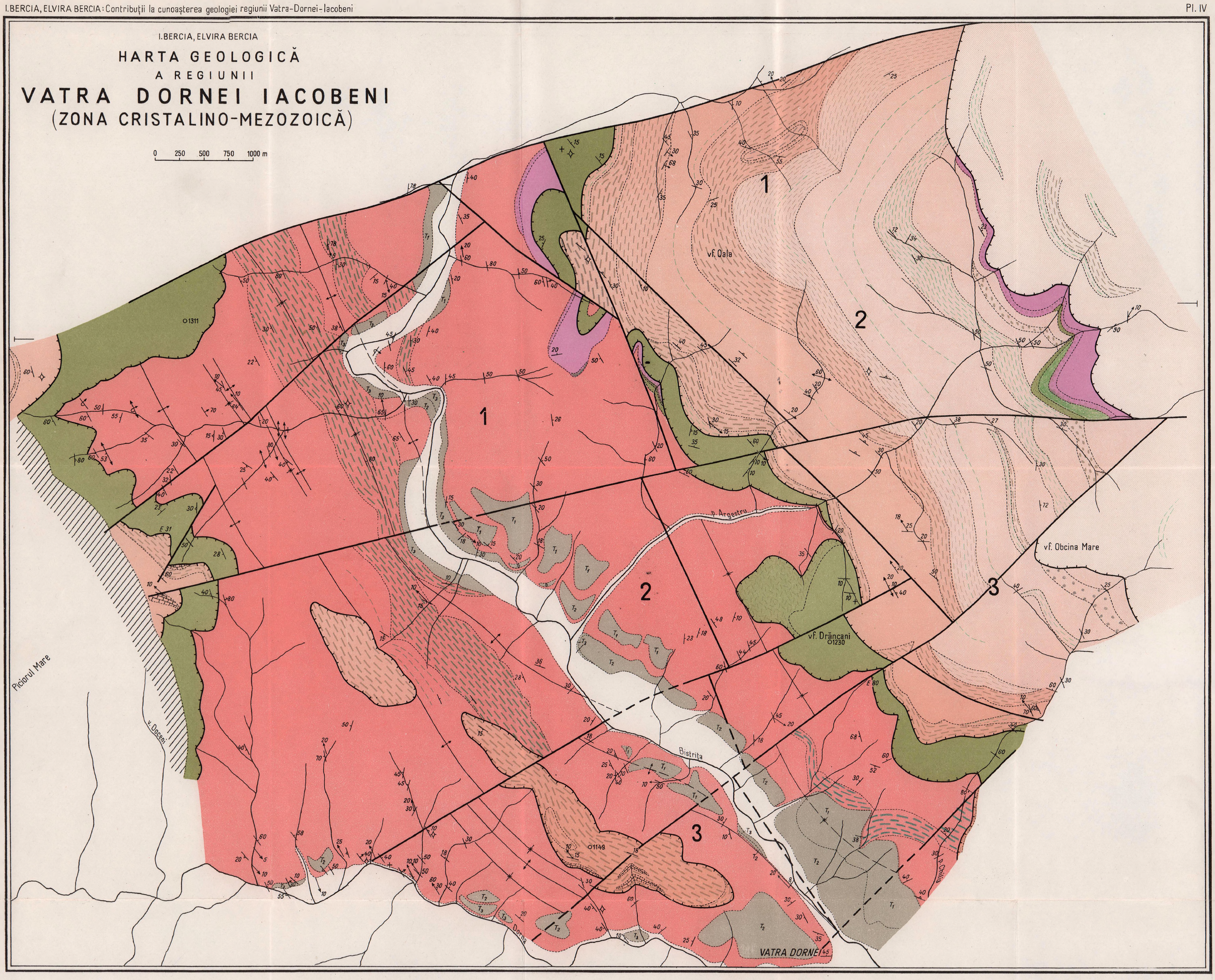
Imprim. Atel. Inst. Geol.

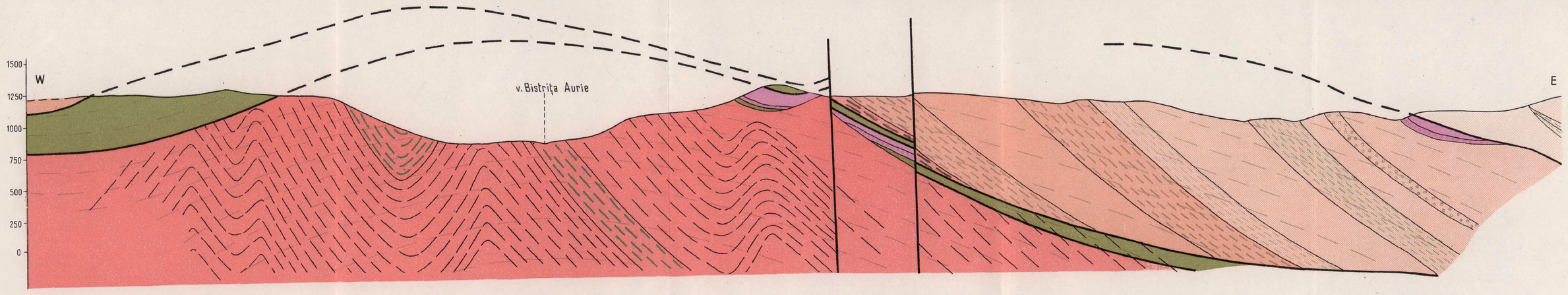
Institutul Geologic al României

I.BERCIA, ELVIRA BERCIA

HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
VATRA DORNEI IACOBENI
(ZONA CRISTALINO-MEZOZOICĂ)

0 250 500 750 1000 m





L E G E N D A

CUATERNAR
1 Aluviuni
2 Terase (T_1, T_2, T_3)

CRETACIC SUP-PALEOGEN
3 Conglomerate, gresii, calcare

UNITATEA DE BRETILA-IACOBENI

ETAJUL STRUCTURAL SUPERIOR

TRIASIC – ANISIAN
4 Calcare roze și cenușii, calcare detritice, șisturi roșii Dolomite

WERFENIAN – PALEOZOIC SUP (?)
5 Conglomerate și gresii micacee
6 Brecii sedimentare metamorfozate

ETAJUL STRUCTURAL INFERIOR

ANTEPROTEROZOIC SUPERIOR (?) – SERIA DE VATRA DORNEI IACOBENI

COMPLEXUL SUP. TERIGEN (250 m)
7 Micașisturi muscovitice biotitice cu clorit ± granat
8 Șisturi cu porfiroblaste de albit
9 Șisturi cuarțitice feldspatice

COMPLEXUL MEDIU MAGMATOGEN (300 m)
10 Amfibolite cu albit și epidot ± calcit ± biotit → clorit
Șisturi cu albit-epidot-calcit ± biotit ± clorit, șisturi micacee cu porfiroblaste de albit

COMPLEXUL INF. TERIGEN (100 m)
11 Micașisturi muscovitice biotitice cu clorit ± granat
12 Șisturi oculare

UNITATEA DE ARGESTRU

SUBUNITATEA DE MESTECĂNIȘ

ETAJUL STRUCTURAL SUPERIOR

TRIASIC – ANISIAN
15 Dolomite

WERFENIAN
16 Conglomerate

PALEOZOIC SUP?
17 Șisturi filonitice
18 Brecii

ETAJUL STRUCTURAL INFERIOR

PROTEROZOIC SUPERIOR – PALEOZOIC – SERIA DE TULGHEȘ

COMPLEXUL VULCANOGEN MEDIU

ORIZONTUL SUP.
19 Șisturi oculare
20 Șisturi cuarțitice sericitice cloritice cu biotit

ORIZONTUL INF.
21 Șisturi cu porfiroblaste de albit
22 Șisturi cuarțitice sericitice feldspatice (metatufite acide) cu intercalații de șisturi sericitice-cloritice; subordonat cuarțite negre (a) și șisturi cu porfiroblaste de albit (b)

COMPLEXUL CUARȚITELOR DE ARȘIȚA

ORIZONTUL SUP.
23 Șisturi grafitice-sericitice, șisturi sericitice-cloritice
24 Cuarțite negre (± minereu de Mn) șisturi cuarțitice grafitice cu rare nivele de șisturi sericitice feldspatice (metatufite acide) și șisturi oculare (a)

ORIZONTUL INF.
25 Șisturi sericitice cloritice
26 Șisturi cu porfiroblaste de albit
27 Șisturi sericitice grafitice, șisturi sericitice-cloritice
28 Cuarțite negre (± minereu de Mn) cuarțite rubanate, cuarțite albe
29 Șisturi sericitice-grafitice
30 Șisturi cu porfiroblaste de albit
31 Calcare cristaline

PALEOZOIC SUP (?) – COMPLEX DETRITIC FILONITIZAT
13 Șisturi filonitice cu rare intercalații de metabazite
14 Brecii sedimentare metamorfozate

UNITATEA (PÎNZA) DE BISTRIȚA

SUBUNITATEA DE VALEA PUTNEI

PROTEROZOIC SUP.-PALEOZOIC – SERIA DE TULGHEȘ – COMPLEXUL DE SUHARD-ALUN?
32 Șisturi sericitice-grafitice micro rubanate Șisturi sericitice-cloritice + grafit
33 Șisturi cu porfiroblaste de albit
34 Cuarțite negre

ȘISTOZITATE DE STRATIFICAȚIE
35 Înclinată
36 Orizontală
37 Verticală
38 Flanc normal
39 Flanc invers

CLIVAJ ȘI ȘISTOZITATE DE CLIVAJ
40 Înclinată
41 Orizontală
Clivaj în profil

ELEMENTE LINIARE
42 Liniații
43 Axa de microcute

44 Anticlinal
45 Sinclinal
46 Falie
47 Linie de șariaj

1,2,3 48 Sectoare omogene

ANUARUL INST. GEOL. VOL. XXXVIII

Imp. Atel. Inst Geol.

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI SEDIMENTOLOGICE ÎN DEPOZITELE PROTEROZOIC-SUPERIOARE (ŞISTURI VERZI) DIN DOBROGEA

DE

DAN JIPA[1]

Résumé

Investigations sédimentologiques dans les dépôts protérozoïques supérieurs (schistes verts) de la Dobrogea centrale.

Bien que faiblement métamorphisés les dépôts protérozoïques supérieurs de la Dobrogea centrale (Roumanie) présentent des structures sédimentaires particulièrement évidentes.

Les plus représentatives séquences sédimentaires y sont les rythmes, dont ceux binaires incomplets-normaux sont prédominants.

Dans les dépôts ayant fait l'objet de nos recherches le granoclassement, la lamination oblique et les figures de courant sont fréquents. Dans des dépôts à métamorphisme plus avancé on a eu la possibilité de poursuivre la disparition graduelle des structures sédimentaires.

La carte des courants obtenue en mesurant les figures de courant a été confirmée par une seconde carte qui exprime l'orientation de la lamination oblique.

On y entame des discussions sur le transport et sur la sédimentation du matériel clastique, sur la paléomorphologie du bassin et sur certains caractères des aires-sources de matériel.

I. INTRODUCERE

Cercetarea sedimentologică a şisturilor verzi reprezintă o preocupare recentă. Murgeanu (1962)[2] este primul care remarcă, în cursul unei excursii geologice în Dobrogea centrală, claritatea cu care apar anumite caractere sedimentare ale şisturilor verzi, sesizînd posibilitatea efectuării unor studii sedimentologice.

Primele relatări în scris privind aceste caractere sedimentologice îi aparţin lui Mirăuţă (1964) care, abordînd multilateral studiul şisturilor

[1] Institutul Geologic, şos. Kiseleff 55, Bucureşti.

[2] Comunicare verbală.

Institutul Geologic al României

verzi, menționează cele mai importante structuri sedimentare și anume ritmicitate, sedimentație gradată, laminație paralelă, oblică și convolută, mecanoglife, conglomerate cu elemente moi.

În anul 1963 Comitetul de Stat al Geologiei reactivează studiul șisturilor verzi din Dobrogea centrală alcătuind o echipă constituită din geologi de diferite specialități. Cu această ocazie autorul acestei lucrări a fost însărcinat cu cercetarea aspectelor privind sedimentarea șisturilor verzi. În lucrarea de față sînt prezentate rezultatele studiilor întreprinse în perioada 1963—1967.

II. SCURTĂ CARACTERIZARE GEOLOGICĂ A ȘISTURILOR VERZI

Șisturile verzi au constituit obiectul cercetărilor geologice, începînd din a doua jumătate a secolului XIX. De la primele cercetări examenul microscopic a indicat că șisturile verzi sînt roci sedimentare detritice, care conțin o oarecare cantitate de material vulcanic (Peters, 1867; Motaș, 1913; Bujor, 1937; Grigoraș, Dăneț, 1961; Mirăuță, Mirăuță, 1962; Cosma et al. 1962). Datorită unui metamorfism incipient materialul argilos a fost transformat în clorit și sericit imprimînd depozitelor culoarea predominant verde. Efectele metamorfismului de tip epizonal se resimt în cuprinsul terenurilor din baza șisturilor verzi care aflorează în nordul Dobrogii centrale.

Fundamentul șisturilor verzi este reprezentat de șisturile cristaline mezozonale ce apar în nucleul anticlinalului Baspunar-Ceamurlia de Sus. De asemenea în forajele de la Palazu Mare a fost pusă în evidență prezența unor șisturi cristaline (Ianovici, Giușcă, 1961) corelabile cu cele de la Baspunar-Ceamurlia.

Șisturile verzi sînt acoperite de o pătură relativ subțire de calcare bathonian superior-oxfordiene, pietrișuri continentale aptiene și depozite loessoide cuaternare.

Primele separații cartografice efectuate în masa șisturilor verzi sînt datorate lui Cosma et al. (1962) și Cosma (1959, 1962)[3] care remarcă patru serii în succesiune discontinuă. O nouă schemă stratigrafică este prezentată de Cosma et al. (1963)[4] prin care sînt recunoscute trei com-

[3] S. Cosma. Raport asupra cercetărilor geologice în Dobrogea de Mijloc, 1959. Raport geologic asupra prospecțiunilor executate în Dobrogea de Mijloc, 1962. Arh. Inst. Geol. București.

[4] S. Cosma, C. Ionescu, G. Neacșu, V. Ignat. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase din Dobrogea de Mijloc. 1964. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

plexe de şisturi verzi separate pe baza unor nivele de pelite violacee.

În cuprinsul celor aproape 5000 m de şisturi verzi, M i r ă u ţ ă (1964, 1965, 1969) separă următoarele serii în succesiune continuă: infragrauwacke, grauwacke inferioare (seria de Istria), grauwacke superioare (seria de Măgurele) şi supragrauwacke (seria de Bălţăgeşti). Aspectul metamorfic epizonal este cel care individualizează seria infragrauwackelor, pe cînd supragrauwackele sînt caracterizate prin predominarea netă a pelitelor verzi şi violacee. În ceea ce priveşte limita dintre grauwackele inferioare şi cele superioare aceasta „nu poate fi stabilită decît aproximativ acolo unde apar intercalaţii de microconglomerate arcozice, conglomerate şi şisturi violacee. Apariţia acestor intercalaţii poate fi însă heterocronă. Mai conformă cu realitatea ar fi considerarea celor două serii de grauwacke ca orizonturi ale unei singure serii de fliş" (M i r ă u ţ ă, 1965, pag. 261) .

C h i r i a c şi L ă c ă t u ş u (1964) consideră că faciesul pelitic al seriei de Bălţăgeşti este sincron cu faciesul conglomeratic al zonei Sibioara, înglobîndu-le în seria de Bălţăgeşti-Sibioara.

În prezent, luînd în consideraţie relaţiile cu depozitele ordoviciene de la Bordeiul Verde (M u r g e a n u, P a t r u l i u s, 1963) şi mai ales pe baza analizelor palinologice (I l i e s c u, M u t i h a c, 1965), se acordă şisturilor verzi vîrsta proterozoic-superioară.

Din punct de vedere tectonic Proterozoicul superior din Dobrogea centrală se caracterizează prin cute relativ largi şi simetrice cu înclinare axială predominant vestică. Cutarea principală este de vîrstă assyntică (M i r ă u ţ ă, 1969), structurile generate fiind orientate WSW-ENE. În cursul orogenezelor hercinică şi chimerică structurile au fost parţial reorientate devenind WNW-ESE în zonele marginale. Compartimentul şisturilor verzi se află în poziţie de horst, încadrat între două falii cu încălecări bilaterale (I a n o v i c i et al., 1961).

III. ANALIZA SECVENŢIALĂ

1. Nomenclatură şi clasificare

Secvenţa litologică este definită ca o serie de cel puţin doi termeni litologici care formează o suită naturală fără întreruperi importante (L o m b a r d, 1956).

După ordinea în care se succed termenii, secvenţele pot fi polare (ritmice sau ciclice) şi nepolare (dezordonate).

Institutul Geologic al României

Noțiunile de ritm și ciclu sînt utilizate în literatura geologică cu semnificații diferite. După M o o r e (1950) ciclicitatea și ritmicitatea implică repetarea fazelor de (1) minimum, (2) ridicare, (3) maximum și (4) coborîre. M o o r e (1950) consideră că constanța aranjamentului fazelor definește aspectul ciclic, pe cînd regularitatea reapariției în timp reprezintă ritmul.

În concepția lui F e a r n s i d e s (1950) ritmul este un termen general care descrie repetiția în spațiu sau timp a tipurilor de sedimentare. Ritmul poate fi o simplă alternanță (tip *ab*, *ab*, *ab*), ciclic (tip *abcdcba*) sau pulsator (tip *abcd*).

În anul 1932 W a n l e s s și W e l l e r au introdus termenul „ciclotemă" care desemnează o serie de strate aparținînd unui singur ciclu de tipul celor care au predominat în timpul Pennsylvanianului. Această definiție este destul de ambiguă, ciclotema putînd fi interpretată ca o noțiune aplicabilă numai unor roci pennsylvaniene sau oricărui ciclu asemănător celor pennsylvaniene.

D u f f și W a l t o n (1962) și D u f f et al. (1967) consideră că termenii ciclu, ritm și ciclotemă sînt sinonimi, reprezentînd un grup de unități litologice care au tendința de a apare într-o anumită ordine. Acești autori utilizează următoarea nomenclatură a ciclurilor : (1) cicluri modale, adică acele grupări litologice care din punct de vedere statistic apar cel mai frecvent în succesiune; (2) secvențe compuse, constînd din toate tipurile de roci existente dispuse în ordinea în care tind să apară în cuprinsul ciclurilor; (3) ciclu ideal sau model, întocmit în mod teoretic din date ce provin prin observarea ambianțelor actuale și din experiențe.

Secvențele de tipul *abcd* sînt denumite de D u f f et al. (1967) cicluri asimetrice; pe cînd cele de tip *abcdcba* ar reprezenta cicluri simetrice.

L o m b a r d (1956) consideră că ritmul este o repetiție periodică de tipul *abcd* a termenilor litologici sau a unor grupe de termeni litologici în cadrul unei serii sedimentare. Termenul ciclu ar trebui utilizat numai în sensul semnificației etimologice de reîntoarcere la punctul de plecare, adică pentru secvențe de tip *abcdcba*.

Adoptînd concepția lui L o m b a r d (1956) noi am dezvoltat următoarea clasificare a ritmurilor, pe care o considerăm mai adecvată depozitelor detritice în facies de fliș : (1) ritmuri complete, adică secvențe ritmice care au în constituția lor toți termenii litologici consangvini, dispuși în ordinea lor naturală, care au fost observați într-o serie sedimentară (de exemplu *abcde*); (2) ritmuri incomplete normale (de exemplu *bcde*, sau *cde*, sau *de*), adică ritmuri cărora le lipsesc termeni inferiori

Institutul Geologic al României

dar termenii prezenți sînt în succesiune normală, neîntreruptă; (3) ritmuri incomplete, accidentale (de exemplu *acde*, sau *abcd*, sau *abc*, etc), sînt ritmurile cărora le lipsesc termeni intermediari sau / și mai ales finali.

Din punct de vedere genetic ritmurile complete sînt rezultatul unor procese de sedimentare care s-au desfășurat normal și complet. Uneori sedimentarea este normală dar incompletă, căci materialul sedimentar ce ar fi dat naștere unor termeni inferiori lipsește datorită unor factori ce au acționat anterior sedimentării dintr-un anumit punct (de exemplu nu a fost eliberat de sursa de material, sau a fost epuizat prin sedimentare fracționată pe parcursul curentului, etc.). Întrucît sedimentarea din punctul respectiv s-a desfășurat în mod normal, deși incompletă, rezultă un ritm incomplet normal. De cele mai multe ori aceste ritmuri reprezintă echivalentul distal al ritmurilor complete.

Cînd procesul de sedimentare este întrerupt din diverse cauze ce s-au manifestat concomitent sau ulterior procesului de sedimentare (de exemplu pulsații sau mai ales eroziune ulterioară intraformațională), rezultă ritmuri incomplete accidentale.

2. Tipuri de secvențe în depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală

A) **Secvențe ritmice.** Majoritatea secvențelor litologice existente în depozitele de care ne ocupăm au caracter ritmic.

a) *Constituția unui ritm complet.* Din observarea unui mare număr de ritmuri s-a ajuns la concluzia că în șisturile verzi un ritm complet are în bază rudite și la partea superioară lutite, între acești doi termeni existînd trecere gradată.

În cadrul ritmului complet au fost separați următorii termeni: microrudite, arenite microruditice, arenite grosiere și medii, arenite fine și lutite. Datorită trecerii litologice gradate existente în cadrul ritmului, tipul și numărul termenilor ce pot fi separați constituie o problemă în parte subiectivă. În alegerea lor am ținut seama de prezența unor caractere care să permită o cît mai ușoară și mai sigură separare pe teren a termenilor. Astfel termenii sînt definiți în felul următor: (1) termenul microruditic constă din minimum 40% elemente ruditice fine prinse într-o matrice arenitică; (2) termenul arenitic-microruditic este constituit predominant din arenite foarte grosiere cu rare elemente microruditice; (3) termenul arenitic grosier și mediu granular reprezintă arenitele relativ grosiere dar lipsite de elemente ruditice; (4) termenul arenitic fin înglobează cele mai fine depozite arenitice și o parte din siltite; (5) termenul

Institutul Geologic al României

lutitic reprezintă partea lutitică şi partea mai fină a siltitelor. De asemenea sînt înglobate şi unele lamine fin arenitice.

Continuitatea termenilor conduce la un grad inevitabil de imprecizie care apare la separarea lor. Dificultatea este mai mare în legătură cu separarea termenilor (3) faţă de (4), necesitînd familiarizarea cu litologia întregului depozit.

b) *Frecvenţa tipurilor de ritmuri.* Pe aria de apariţie a depozitelor de care ne ocupăm au fost executate ritmograme în mai multe puncte. În acest mod au fost examinate 214 ritmuri în faciesurile mai fin şi mai grosier stratificate. Pe baza acestor măsurători s-a ajuns la următoarele concluzii cu privire la frecvenţa ritmurilor (fig. 1):

(1) ritmurile incomplete normale sînt cele mai frecvente în seria depozitelor proterozoic-superioare, însumînd 86,1% din numărul ritmurilor măsurate; (2) ritmurile incomplete accidentale au o frecvenţă simţitor mai redusă, adică 11,2% din numărul ritmurilor măsurate; (3) ritmurile complete sînt rare, reprezentînd numai 1,9% din numărul ritmurilor măsurate; (4) între numărul de termeni ai unui ritm şi frecvenţa numerică a ritmului există o relaţie invers proporţională: cele mai frecvente sînt ritmurile binare (pl. I, fig. 1) iar cele mai rare sînt ritmurile cuaternare; (5) ritmul modal (sensul D u f f şi W a l t o n, 1962) al depozitelor proterozoic-superioare din Dobrogea centrală este reprezentat de secvenţa gresii fine-lutite.

c) *Grosimea ritmurilor.* Relaţia dintre tipul şi grosimea ritmului este mult mai echilibrată pentru cele trei tipuri de ritmuri (fig. 1). Ritmurile incomplete normale reprezintă 54,9% din grosimea totală a ritmurilor măsurate; cele incomplete accidentale constituie 32,0%; iar ritmurile complete deşi numeric sînt rare (1,9%) însumează 11,1% din grosimea ritmurilor măsurate. Această echilibrare se explică prin diferenţele mari între grosimea medie a tipurilor de ritmuri (tabelul 1).

TABELUL 1

Valori medii ale grosimii ritmurilor

Tipul ritmurilor		Grosimea medie a ritmurilor (în cm)
complete		141,0
incomplete normale	binare	4,7
	ternare	35,2
	cuaternare	70,4
incomplete accidentale	binare	58,6
	ternare	99,4
	cuaternare	91,6

Institutul Geologic al României

d) Ritmuri de tipul varvelor. Un tip interesant de secvență este reprezentat de ritmul binar, incomplet normal (gresie fină-lutit) cu grosimi mici (cîțiva milimetri la cîțiva centimetri) și sedimentare gradată (pl. I, fig. 2). În aceste condiții se observă o oarecare asemănare cu varvele.

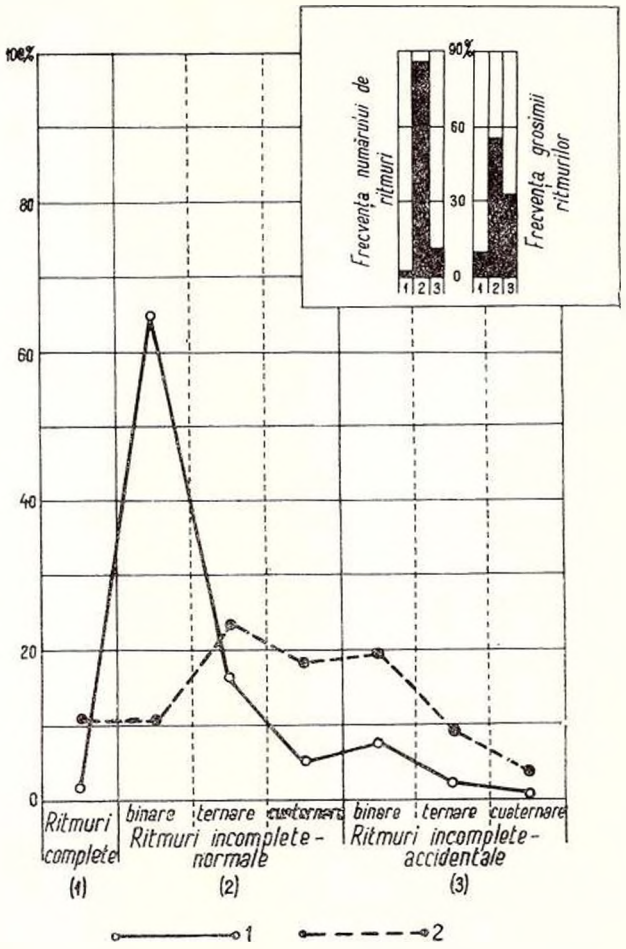


Fig. 1. — Variația tipurilor de ritmuri față de valorile frecvenței numerice a ritmurilor și a grosimii ritmurilor.

1, frecvența numărului de ritmuri; 2, frecvența grosimii ritmurilor: (1) ritmuri complete; (2) ritmuri incomplete normale (binare, ternare, cuaternare); (3) ritmuri incomplete accidentale (binare, ternare, cuaternare). Dreapta sus: histogramele variației tipurilor principale de ritmuri, în funcție de numărul de ritmuri (histograma din stînga) și de grosimea ritmurilor (histograma din dreapta).

Variation of types of rhythms with respect to the numerical frequence values of rhythms and thickness of rhythms.

1, frequence of number of rhythms; 2, frequence of thickness of rhytms, (1) complete rhythms; (2) normal incomplete rhythms (binary, ternary, quaternary). On the right above: variation histograms of the main types of rhythms, depending on the number of rhythms (histogram on the left), and on the thickness of rhythms (histogram on the right).

e) Strate compuse. Pentru studiul secvențial este deosebit de important să se observe și să se interpreteze corect stratele compuse (D z u l y n s k i, S l a c z k a, 1959).

Deseori în faciesurile cu strate groase se poate constata că un strat arenitic aparent omogen și de obicei cu grosime mare, situat între două intercalații lutitice, reprezintă de fapt mai multe ritmuri independente.

Institutul Geologic al României

Natura complexă a acestor strate este relevată prin prezența unor intercalații mai grosiere sau mai fine, de obicei cu forme neregulate și discontinui (fig. 2).

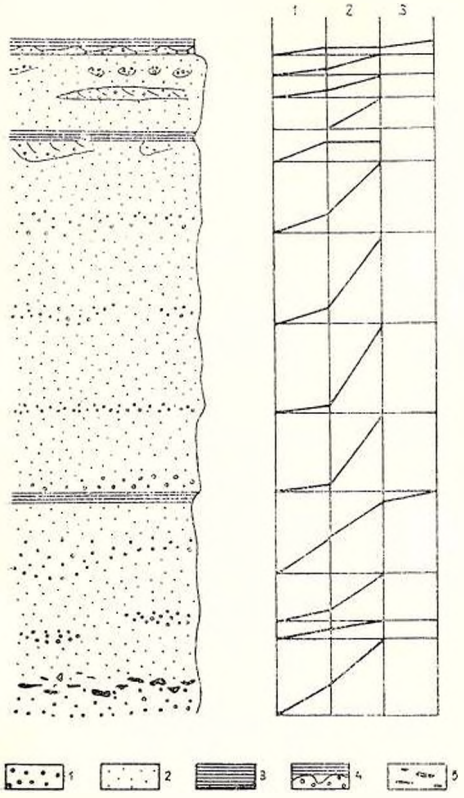


Fig. 2. — Stratogramă în faciesul grosier din dealul Colțani Dulbonci (Casimcea).

1. rudite fine; 2, arenite; 3, siltite și lutite; 4, ripple marks; 5, fragmente de lutite resedimentate (rudite cu elemente moi).

Stratogram in the coarse-grained facies of the Colțani-Dulbonci Hill (Casimcea area).

1, fine rudites; 2, arenites; 3, siltites and lutites; 4, ripple marks; 5, resedimented lutaceous fragments (rudites with soft elements).

B) **Macro-ritmuri.** În depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală se pot deosebi micro-ritmuri și macro-ritmuri. Primele, care au fost descrise pînă acum, au grosimi de centimetri sau metri pe cînd secundele sînt caracterizate prin grosimi de zeci de metri.

Pînă în prezent a fost observat un singur exemplu de macro-ritm în cariera Sibioara, pe malul lacului Taşaul. În acest punct peste depozite ritmice relativ fine se instalează un pachet grosier, arenitic și microruditic. Spre partea superioară pachetul grosier trece gradat la roci fine, putînd fi observată următoarea secvență la scară mare (fig. 3):

(1) Termenul bazal este constituit din roci grosiere cu microsecvențe dezordonate. Din punct de vedere litologic acest pachet se caracterizează printr-un procent scăzut de lutite și o cantitate mare de microrudite.

Institutul Geologic al României

Stratele au grosimi mari. Din punct de vedere facial termenul bazal are aspect de molasă.

(2) Termenul intermediar apare constituit în mod predominant din arenite, la care se adaugă un procent sporit de lutite. Caracterul micro-

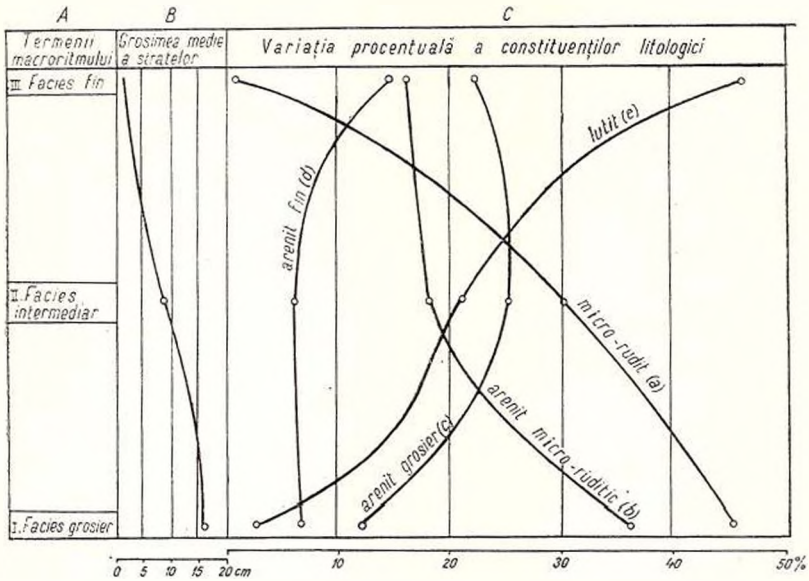


Fig. 3. — Variația stratonomică și litologică în cadrul macroritmului din cariera Sibioara.

Stratonomical and lithological variation within the macrorhythm in the Sibioara quarry.

A. Terms of macrorhythms: I coarse facies; II intermediary facies; III fine-grained facies; B. mean thickness variation of the strata; C. percentage variation of lithological constituents (a-microrudites, b-microrudite arenite; c-coarse arenite; d-fine-grained lutite).

secvențial este ritmic. Micro-ritmurile sînt complete și incomplete, accidentale și normale. Acest termen are aspect de fliș grosier, proximal.

(3) Termenul superior înglobează depozite predominant fine, lutitele reprezentînd cantitatea cea mai importantă. Predomină net stratele foarte subțiri. Secvențele sînt de tip incomplet accidental și mai ales normal. Aspectul facial este de fliș fin, distal.

C) **Secvențe ciclice.** Deși caracterul ritmic al depozitelor proterozoic-superioare din Dobrogea centrală este clar și net predominant, în cadrul seriei sedimentare au fost observate și secvențe ciclice. Astfel au fost evidențiate cicluri cu următoarea constituție secvențială: (1) micro-

Institutul Geologic al României

rudit, arenit microruditic, arenit grosier, arenit microruditic; (2) arenit grosier, arenit microruditic, arenit grosier; (3) arenit mediu-granular, arenit fin, siltit, arenit fin.

Secvențele ciclice se caracterizează prin frecvență numerică redusă, asimetria compoziției secvențiale și prin faptul că afectează mai ales fracțiunile ruditică și arenitică.

D) **Secvențe nepolare.** În relativ numeroase cazuri nu există trecere gradată între arenite fine și lutite. Prin urmare acestea ar putea fi considerate ca simple alternanțe sau secvențe nepolare (dezordonate).

S-a constatat că astfel de secvențe apar, cînd la partea superioară a arenitelor fine există ripple-marks-uri, sau cînd la contactul dintre arenit și lutit se dezvoltă lamine paralele.

Contactul net este uneori discontinuu pe laterală (pl. II, fig. 1 și 2), fiind înlocuit cu trecere gradată. Acesta pune sub semnul întrebării caracterul nepolar al secvențelor de care ne ocupăm.

E) **Termeni izolați.** În seria sedimentară proterozoic-superioară apar uneori termeni litologici izolați, fără continuitate cu termenii adiacenți. Cînd se constată că la partea superioară a termenului izolat există un contact de eroziune, este de presupus că sîntem în prezența relictelor unei secvențe. Alteori ambele contacte au aparență sedimentară normală, ceea ce se observă mai ales în serii cu stratificație grosieră sau în serii aritmice. În această situație există posibilitatea ca termenii izolați să reprezinte simple intercalații.

IV. STRUCTURI SEDIMENTARE

1. Sedimentarea gradată

A) **Nomenclatură și clasificare.** Sedimentarea gradată (sau granoclasare) este structura sedimentară rezultată prin sedimentarea fracționată a particulelor clastice.

Ca și D z u l y n s k y și W a l t o n (1965) clasificăm sedimentarea gradată după următoarele criterii:

(1) fracțiuni granulometrice prezente: (a) sedimentare gradată continuă (K s i a z k i e w i c z, 1954) și (b) sedimentare gradată incompletă sau discontinuă (K s i a z k i e w i c z, 1954);

(2) fracționarea granulometrică: (a) cu separare granulometrică bună sau cu (b) separare granulometrică slabă (K s i a z k i e w i c z, 1954);

Institutul Geologic al României

(3) numărul de apariţii ale fracţiunilor granulometrice : (a) sedimentare gradată simplă sau (b) multiplă (K s i a z k i e w i c z, 1954; recurentă după K u e n e n, 1953);

(4) sensul gradării : (a) sedimentare gradată normală, (b) inversă, (c) simetrică şi (d) pensimetrică (K s i a z k i e w i c z, 1954).

B) **Sedimentare gradată şi ritmicitate.** În depozitele de fliş ritmicitatea este de cele mai multe ori produsul sedimentării gradate ceea ce conduce la suprapunerea parţială a celor două noţiuni. Astfel sedimentarea gradată simplă, normală poate reprezenta un ritm complet sau incomplet normal; pe cînd sedimentarea gradată discontinuă are aceeaşi semnificaţie ca şi ritmul incomplet accidental. De asemenea sedimentarea gradată simetrică reprezintă o secvenţă ciclică.

Este de subliniat că noţiunile de ritm complet şi incomplet nu sînt echivalente sedimentării gradate completă şi incompletă. Pentru granoclasare calificativul „complet" nu este legat de un standard cu implicaţii cantitative, ci indică caracterul continuu al gradării în limita fracţiunilor granulometrice prezente.

În contrast cu ceilalţi termeni ai granoclasării termenul „sedimentare gradată multiplă sau recurentă" se referă la mai multe unităţi de sedimentare, reprezentînd de fapt o succesiune de ritmuri. Fiecare ritm constituie o unitate granoclasată. Eventuala absenţă a unei limite nete între aceste unităţi poate fi aparentă, datorîndu-se condiţiilor comune de evoluţie diagenetică.

C) **Tipuri de granoclasare în şisturile verzi.** În depozitele de care ne ocupăm sedimentarea gradată este frecventă, în majoritatea cazurilor de tip simplu, normal (fig. 4 a). Caracterul gradării este mai ales continuu (pl. I, fig. 3) dar şi discontinuu (fig. 4, b, c). În cazul din urmă trecerea dintre două fracţiuni granulometrice este rapidă (pl. I, fig. 4).

Alteori partea inferioară a stratului este omogenă din punct de vedere granulometric, iar granoclasarea este evidentă numai la trecerea dintre arenit şi lutit (fig. 4 d). Într-un număr redus de cazuri au fost observate strate cu sedimentare gradată pensimetrică (fig. 4 e).

Sedimentaţia gradată este compusă, cînd se asociază cu laminaţia paralelă şi laminaţia oblică (fig. 4 f, g, h). Chiar laminele pot fi gradate devenind din ce în ce mai fine spre partea superioară a stratului.

În depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală există şi strate lipsite de granoclasare. Acestea sînt de două tipuri : (1) strate subţiri constituite din material mediu sau fin granular, aparent bine

Institutul Geologic al României

sortat; (2) strate groase constituite din material ruditic și arenitic cu sortare slabă. Primul tip apare în faciesurile de tip fliș cu stratificație fină, iar cel de-al doilea a fost observat în faciesurile cu aspect molasic din cariera Sibioara.

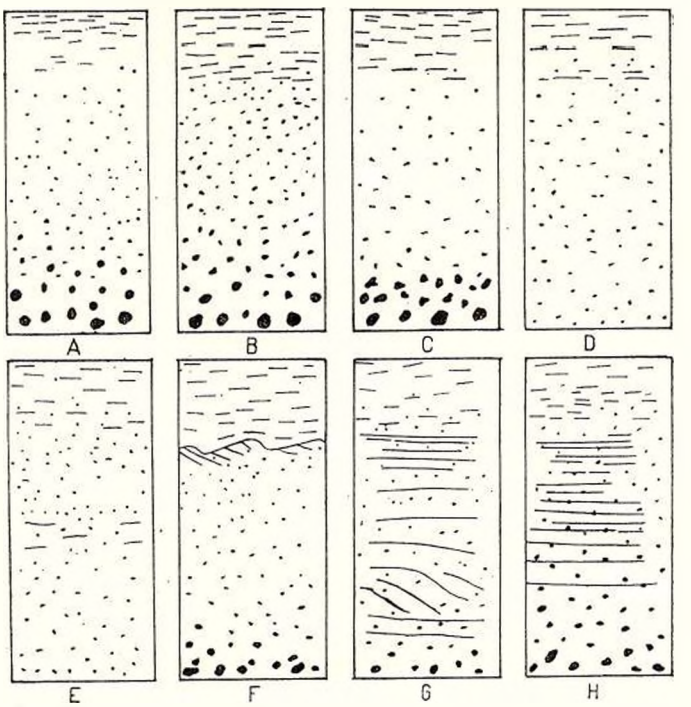


Fig. 4. — Tipuri de granoclasare existente în depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală.

A, simplă, normală, continuă; B, simplă, normală, discontinuă în partea superioară (la limita arenit-lutit); C, simplă, normală, discontinuă la partea inferioară; D, simplă, normală, cu separare granulometrică imperfectă. Granoclasarea este vizibilă la limita arenit-lutit; E, multiplă, normală, pensimetrică; F, G, H, compusă, prin asociere cu laminație oblică și laminație paralelă.

Types of graded bedding existing in the Upper Proterozoic deposits of the Central Dobrogea.

A, simple, normal, continuous; B, simple, normal, discontinuous in the upper part (at the arenite-lutite boundary); C, simple, normal, discontinuous in the lower part; D, simple, normal showing an imperfect grading. The graded bedding is conspicuous at the arenite-lutite boundary; E, multiple, normal, pensymmetrical; F, G, H compounded by association of cross-lamination and parallel lamination.

D) **Caracterul limitei arenit-lutit.** Un important aspect al procesului de sedimentare este reprezentat de raportul dintre arenit și lutit la partea superioară a stratului.

Institutul Geologic al României

De cele mai multe ori în depozitele flişoide de care ne ocupăm se trece gradat de la arenitele granoclasate la lutite. Acest caracter este enumerat de D z u l y n s k i şi S m i t h (1964) printre caracterele specifice flişului.

Există şi cazuri cînd între arenite şi lutite se observă limită netă. De obicei în aceste cazuri la partea superioară a stratului este prezentă laminaţia paralelă sau laminaţia oblică.

Uneori apar şi cazuri intermediare cînd, la acelaşi nivel, limita dintre arenit şi lutit este în parte netă şi în parte gradată (pl. II, fig. 1).

E) **Granoclasare şi laminaţie oblică.** Mecanismul sedimentării gradate nu este suficient de bine cunoscut. Se consideră că în depozitele de fliş sedimentarea gradată indică transportul în suspensie al materialului sedimentar, pe cînd laminaţia oblică apare prin transportul prin tracţiune pe fund. Rezultă că cele două procese reprezintă moduri de transport diferite, deci structurile pe care le generează se exclud reciproc. Într-adevăr de cele mai multe ori stratele gradate nu prezintă laminaţie oblică, iar stratele oblic laminate nu sînt granoclasate. În plus cele două structuri se pot separa în secvenţe de strate. Se constată că în şisturile verzi predominant lutitice cu ritmuri binare subţiri există pachete constituite din strate granoclasate dar fără laminaţie oblică (pl. I, fig. 1, 2); pe cînd alte serii de strate sînt total lipsite de granoclasare în cadrul lor fiind abundent reprezentată laminaţia oblică şi paralelă (pl. II, fig. 2).

Totuşi există excepţii de la această regulă. Unul dintre cele mai clare cazuri de coexistenţă a laminaţiei o blice cu granoclasarea este ilustrat schematic în figura 5.

2. Stratificaţia oblică

A) **Nomenclatură şi clasificare.** Stratificaţia oblică reprezintă structura internă ce constă dintr-o serie de strate sau lamine oblice (denumite frontale) înclinate faţă de principala suprafaţă de acumulare (P o t t e r, P e t t i j o h n, 1963). Această structură este cunoscută şi sub alte denumiri, ca stratificaţie de curent sau stratificaţie diagonală. Alţi termeni, greşit utilizaţi în sens general, prezintă de fapt semnificaţii restrînse. Astfel denumirea „laminaţie oblică" se referă numai la structurile la scară mică cu lamine frontale, iar „stratificaţia încrucişată" reprezintă un anumit aspect al stratificaţiei oblice care apare prin secţionarea structurii perpendicular pe direcţia curentului.

Institutul Geologic al României

Dintre actualele clasificări ale stratificației oblice cele mai utilizate sînt cele ale lui M c K e e, W e i r (1953) și A l l e n (1963 a).

Deși M c K e e și W e i r (1953) indică șapte criterii, de fapt, clasificarea lor se bazează numai pe criteriul privitor la caracterul limitei infe-

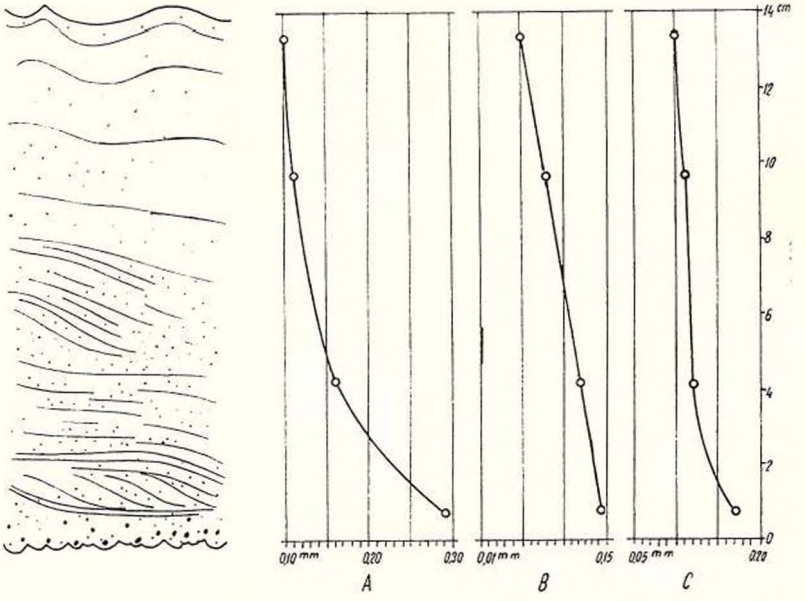


Fig. 5. — Coexistența stratificației oblice și a sedimentării gradate. Exemplu din carierele de la halta Istria.

A, B, C = variația pe verticală a indicelui de elasticitate al granulelor de clorit (A), muscovit (B), cuarț și cuarțit (C).

Coexistence of the cross-stratification and graded sedimentation. Example from the quarries of the Istria railway station.

A, B, C variation in vertical sections of the elasticity index of chlorite (A), muscovite (B), quartz and quartzite (C) grains.

rioare a stratelor oblice. Astfel sînt separate categoriile: (1) stratificație oblică simplă, (2) stratificație oblică planară și (3) stratificație oblică formată în depresiuni. Prin lucrări experimentale M c K e e (1957) a arătat că primele două tipuri se formează în cursul migrării bancurilor tabulare, iar al treilea prin umplerea unor depresiuni.

Plecînd întrucîtva de la datele lui M c K e e și W e i r (1953), A l l e n (1963 a) prezintă o clasificare mai detaliată și mai completă bazată pe următoarele criterii: (1) asocierea unităților oblic stratificate, (2) mărimea lor, (3) caracterul și (4) forma limitei inferioare, (5) relațiile

Institutul Geologic al României

angulare cu suprafețele bazale și (6) uniformitatea litologică din cadrul stratelor oblice. Folosind aceste criterii au fost recunoscute 15 tipuri de stratificație oblică denumite cu litere grecești. De asemenea sînt indicate trei categorii genetice care reprezintă unități oblic stratificate, generate prin (1) dezvoltarea unor bancuri tabulare, (2) umplerea unor depresiuni și (3) migrarea ripple-marks-urilor.

Clasificarea lui M c K e e și W e i r (1953) prezintă un inconvenient major datorită neglijării stratificației oblice la scară mică. A l l e n (1963 a) completează această deficiență, dar asupra criteriilor de clasificare folosite se pot formula unele obiecții:

(1) În accepția lui A l l e n unitatea grupată este de fapt un grup de unități similare oblic stratificate. Dar gruparea unităților de același fel ni se pare mai puțin importantă decît caracterele individuale ale unităților. De aceea separarea tipurilor „beta" și „omicron" numai pe criteriul grupării nu ni se pare convingătoare.

De asemenea din clasificarea lui A l l e n rezultă că tipurile de stratificație oblică la scară mică sînt exclusiv grupate, ceea ce nu se poate aplica depozitelor de fliș.

(2) Cînd suprafața inferioară este plană și concordantă cu stratificația generală apar incertitudini în definirea caracterului erozional sau neerozional al acestei suprafețe. În plus rareori se poate stabili dacă eroziunea și stratificația oblică reprezintă sau nu rezultatul aceluiași episod dinamic. Prin urmare acest criteriu, pe baza căruia sînt separate tipurile „alfa" și „beta", nu pare susceptibil de a introduce semnificații genetice clare.

(3) După forma suprafețelor curbe de eroziune A l l e n crează tipuri diferite de stratificație oblică. O primă obiecție ar fi că varietatea acestor forme ar conduce la stabilirea multor tipuri noi. În al doilea rînd este foarte dificil de a observa cu oarecare exactitate modelul acestor forme în condiții normale de afloriment. În sfîrșit, este greu de admis că diferențe morfologice de detaliu între suprafețe curbe de eroziune pot influența esențial geneza stratelor oblice.

(4) Tipurile „zeta" și „iota" sînt caracterizate prin concordanța stratelor oblice față de suprafața inferioară a setului de strate oblice. Aceste tipuri sînt asemănătoare structurilor realizate experimental de M c K e e (1957) prin sedimentare din apă stagnantă. Lipsa înclinării față de suprafața de acumulare și formarea din ape necurgătoare arată că aceste structuri sînt lipsite de caractere direcționale și nu reprezintă forme de stratificație oblică.

Institutul Geologic al României

Pentru clasificarea stratificației oblice la scară mică prezentă în depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală au fost utilizate cele trei categorii genetice indicate de McKee (1957) și completate de Allen (1953 a). Considerînd că aceste tipuri își găsesc o expresie morfologică directă, am recunoscut următoarele categorii: stratificație oblică sub formă de ripple-marks; stratificație oblică tabulară; stratificație oblică în excavații.

B) **Stratificația oblică sub formă de ripple-marks.** În depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală apar numeroase ripple-marks-uri. Cu excepția unui singur caz, și acesta neclar, ripple-marks-urile observate sînt structuri produse prin acțiunea curentului.

a) *Tipuri morfologice.* Profilul transversal al ripple-marks-urilor de curent din șisturile verzi poate fi asimetric, simetric și invers-asimetric (pl. VI) (Jipa, 1967 a, 1968 a).

Văzute în planul bazal (paralel cu stratificația normală) ripple-marks-urile existente în depozitele de care ne ocupăm se încadrează în trei categorii principale: ripple-marks-uri drepte (Allen, 1963 b), cu creste drepte sau foarte slab ondulate, ripple-marks-uri ondulate cu creste sinusoidale sau trohoidale (catenare după Allen, 1968) și ripple-marks-uri semilunare (Allen, 1963 b). În șisturile verzi nu au fost observate ripple-marks-uri linguoide.

În cele mai multe cazuri crestele ripple-marks-urilor sînt transversale față de direcția curentului. Foarte rar apar și ripple-marks-uri ale căror creste sînt constituite din lamine oblice semilunare dispuse în șiruri praralele cu direcția curentului (fig. 6). De asemenea au fost observate cîteva cazuri de ripple-marks-uri oblice față de direcția curentului.

Ripple-marks-urile observate în depozitele de care ne ocupăm sînt structuri la scară mică. Au fost întîlnite și cîteva ripple-marks-uri la scară mai mare, grosimea unităților oblic stratificate fiind mai mare de 10 cm.

b) *Tipuri structurale.* În depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea au fost observate numai ripple-marks-uri de curent aparținînd tipului acreționar (Imbrie, Buchanan, 1965).

În secțiune verticală, paralelă cu direcția curentului structura internă a ripple-marks-urilor constă din (1) lamine frontale și (2) lamine ondulate (pl. VI). Tipul cu lamine frontale este cel mai reprezentativ pentru șisturile verzi. În secțiune, laminele frontale apar sigmoidale, concave spre partea superioară și rareori drepte. În mod frecvent înclinarea

Institutul Geologic al României

laminelor frontale creşte din amontul spre avalul ripple-marks-ului (pl. II, fig. 3).

Ripple-marks-urile cu lamine ondulate (sensul M c K e e , 1965; similar cu „ripple drift", S o r b y 1865) apar mult mai puţin frecvent

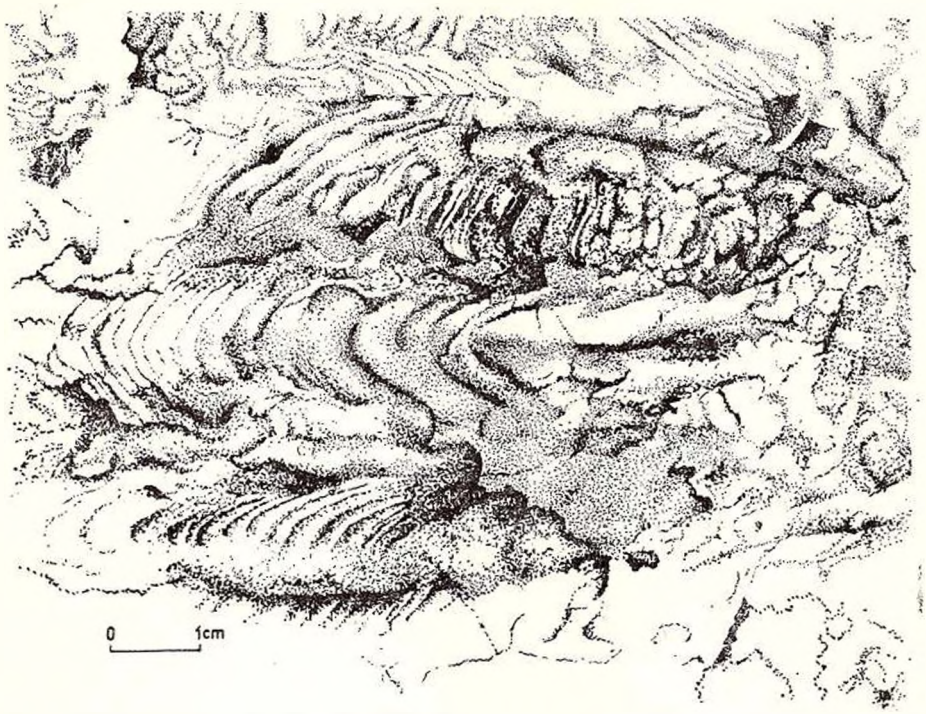


Fig. 6. — Ripple-marks-uri „direcţionale" (corpuri semilunare oblic stratificate în şiruri paralele cu direcţia curentului). Făgăraşu Nou.

„Directional" ripple-marks (crescentic shaped cross-lamination in rows parallel with the direction of the current). Făgăraşu Nou.

în depozitele studiate. Laminele oblice sînt continue de la un ripple-mark la altul, înclinînd mai abrupt spre aval şi mai lin spre amontul curentului (pl. VI).

Analizate tridimensional prin secţionare după trei plane perpendiculare, laminele oblice sînt plane, ondulate sau semilunare corespunzător modelului crestelor (pl. VI).

c) *Tipuri stratonomice.* Considerînd poziţia ripple-marks-urilor în cadrul stratului am deosebit ripple-marks-uri: la partea superioară, în partea internă şi la baza stratului (pl. VI).

Institutul Geologic al României

Ondulațiile de la partea superioară a stratului apar la limita dintre arenit și lutit. Între ripple-marks-uri și baza stratului se interpune un volum de material clastic înglobînd cea mai mare parte a fracțiunii arenitice și dacă există, toată fracțiunea ruditică. De cîte ori a fost posibil să

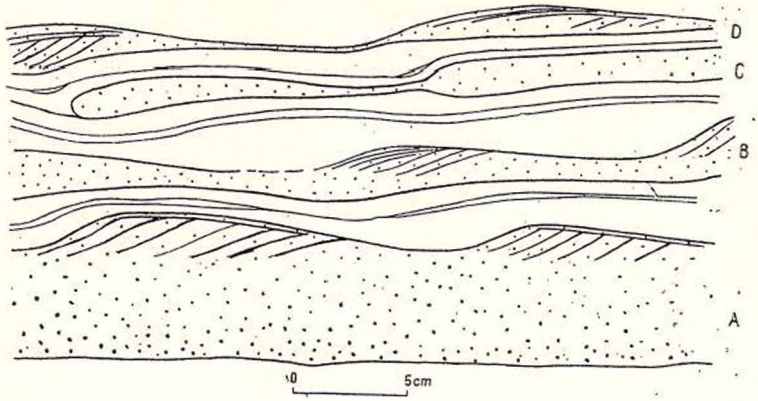


Fig. 7. — Tipuri stratonomice de ripple-marks. Carierele de la est de Istria.

A, ripple-marks la partea superioară a unui strat gradat; B, C, D, ripple-marks la baza stratelor. Forma ondulațiilor C și D este foarte sugestivă pentru transportul materialului exclusiv prin tracțiune de-a lungul fundului.

Stratonomical types of ripple-marks. Quarries East of Istria.

A, ripple-marks in the upper part of a graded bed; B, C, D, ripple-marks at the base of the strata. The shape of undulation C and D is very suggestive for the transportation of material, exclusively through traction, along the bottom.

se observe în mod clar nu a putut fi evidențiată existența unei limite la baza ripple-marks-urilor (fig. 7; pl. II, fig. 3).

În mod frecvent ripple-marks-urile apar la baza stratului înglobînd toată fracțiunea arenitică a stratului (fig. 7 și 8).

Numai în cîteva cazuri au fost observate ripple-marks-uri în interiorul stratului coexistînd cu granoclasarea. Grosimea și granulozitatea laminelor oblice descresc pe măsură ce dimensiunile particulelor clastice diminuează spre partea superioară a stratului.

Aceste trei tipuri nu sînt caracterizate numai prin poziția lor în strat ci și prin caracterele texturale și structurale ale stratelor în care apar. Astfel între cele două tipuri stratonomice principale (de la baza și de la partea superioară a stratului) există următoarele deosebiri:

(1) ripple-marks-urile de la partea superioară apar în strate mai groase (de la cîțiva centimetri la peste un metru), pe cînd apariția ondulațiilor de la bază este legată de strate mai subțiri (de la cîțiva milimetri la peste un decimetru);

Institutul Geologic al României

(2) materialul arenitic al ondulațiilor de la baza stratului este evident mai fin decît în cazul formelor de la partea superioară a stratului;

(3) stratele cu ondulații la partea superioară sînt în mod frecvent, dar nu obligatoriu, granoclasate, pe cînd stratele cu ripple-marks-uri la bază nu sînt gradate (pl. VI);

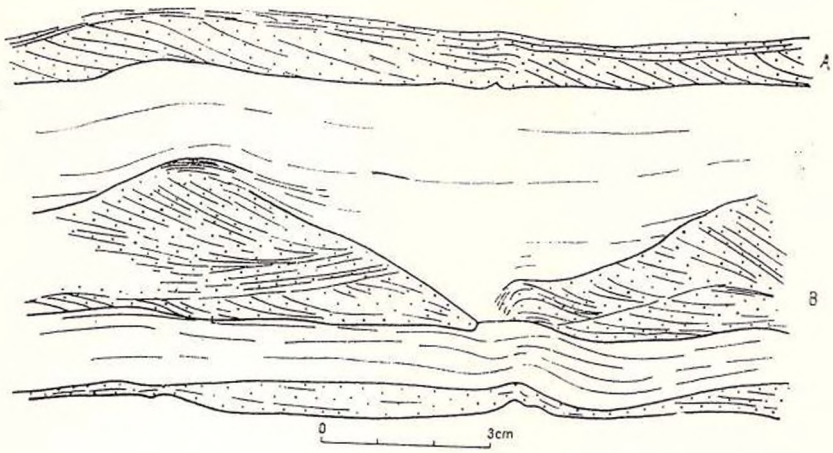


Fig. 8. — Stratificație oblică tabulară cu înclinare normală (A) și ripple-marks la baza stratului cu structura compusă (B). (Carierele de la halta Istria).

Tabular cross-lamination with normal dipping (A) and ripple-marks at the base of the bed showing compound structure (B). (Quarries of the Istria railway station).

(4) ripple-marks-urile de la partea superioară au dimensiuni mai mari decît cele de la bază (pl. II, fig. 4 și pl. III, fig. 1);

(5) dispersia azimutală a stratificației oblice de la partea superioară, este mai mare decît în cazul stratificației oblice de la baza stratului (J i p a 1967 b);

(6) discrepanța angulară medie existentă între ripple-marks-uri și urme de talpă este mai mare la ondulațiile de la partea superioară decît în cazul celor de la bază (J i p a, 1968 b);

(7) s-a constatat că la partea superioară a stratului apar ripple-marks-uri cu lamine frontale sau lamine ondulate, pe cînd la bază au fost observate numai ripple-marks-uri cu lamine frontale.

d) *Pseudo-ripple-marks.* Uneori apar microcute asimetrice care, văzute pe suprafețele de stratificație, ar putea fi identificate ca ripple-marks-uri. Forma profilului transversal este asemănătoare în ambele

Institutul Geologic al României

cazuri, dar la o examinare mai atentă se observă că ondulațiile se transmit și stratelor inferioare ceea ce le trădează caracterul post-depoziţional.

e) *Ripple-marks de tip* (?) *oscilatoriu.* În toată regiunea cercetată, într-un singur loc (Movila Cabaiuc la nord de Istria), a fost pusă în evidență prezența unor ondulații ale căror caractere morfologice le apropie de ripple-marks-uri formate prin mișcarea oscilatorie a valurilor. Ripple-marks-urile în discuție se prezintă sub formă de creste ascuțite separate de depresiuni rotunjite, constituite din material arenitic mediu granular (pl. II, fig. 2).

Lungimea de undă variază între 3,5 cm și 3,9 cm, iar amplitudinea între 0,6 cm și 0,8 cm.

Crestele sînt orientate aproximativ est-vest (azimut 85°—285°).

C) **Stratificația oblică tabulară.** Sub această denumire sînt incluse corpurile oblic stratificate, esențial bidimensionale, limitate la partea inferioară și cea superioară de suprafețe relativ plane.

În depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală laminația oblică tabulară apare sub două aspecte. În primul caz valoarea înclinării laminelor este normală (fig. 8), iar în cel de-al doilea caz laminele frontale prezintă înclinări foarte mici (fig. 9).

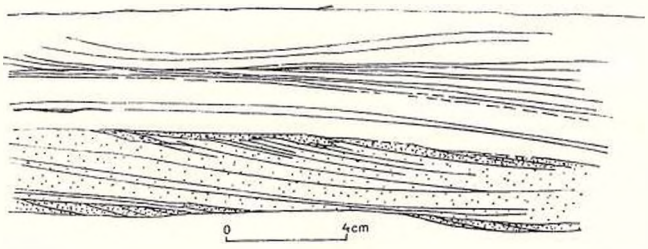


Fig. 9. — Stratificația oblică tabulară cu lamine frontale slab înclinate. (Sud de Năvodari).

Tabular cross-lamination with gently sloping foresets laminae. (South of Năvodari).

Deseori se constată o ușoară vălurire la partea superioară, corpurile tabulare avînd din acest punct de vedere afinități cu ripple-marks-urile.

D) **Stratificație oblică în depresiuni.** Acest tip reprezintă stratificația oblică observată la materialul clastic depus de curenți ca umplutură a unor excavații sau neregularități ale fundului (fig. 10). Caracteristica principală este forma concavă a suprafeței de acumulare.

Institutul Geologic al României

Laminele frontale pot fi drepte, ondulate sau arcuite.

Depresiunile sînt de origină erozivă sau pot reprezenta un microrelief sedimentar.

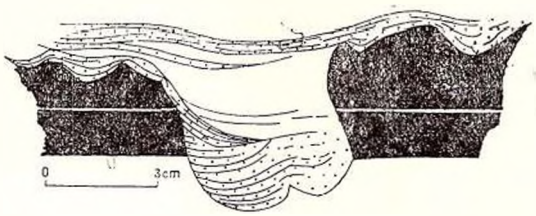


Fig. 10. — Stratificația oblică tabulară în depresiuni. Secțiune perpendiculară pe direcția curentului (afluent drept al văii Gura Dobrogei la Tirguşor).

Tabular trough cross-lamination. Section perpendicular with respect to the direction of the current (right-side tributary of the Gura Dobrogei valley at Tîrguşor).

3. Structuri de alunecare

Structurile datorate proceselor de alunecare sînt rareori vizibile în şisturile verzi din Dobrogea centrală. Cele mai clare structuri de acest tip apar în cariera de la confluența văii Casimcea cu valea Grădina (fig. 11). În acest punct au fost observate strate conturbate încadrate de strate nederanjate.

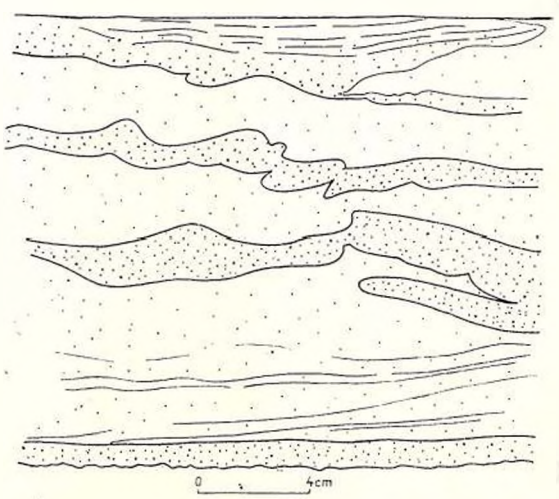


Fig. 11. — Structuri rezultate prin alunecare submarină cu amplitudine redusă. Stratele conturbate apar între strate paralele cu înclinare normală (carieră la confluența văii Grădina cu valea Casimcea).

Structures resulted from submarine slumpings with reduced widespreading. Convolute beds occur between parallel with normal dipping beds (quarry at the confluence of the Grădina and Casimcea valleys).

Institutul Geologic al României

Stratele conturbate prezintă îngroşări şi subţieri neregulate, iar unele dintre ele sînt evident granoclasate. Pe alocuri au fost rulate apărînd ca fuioare cu structură concentrică (fig. 12).

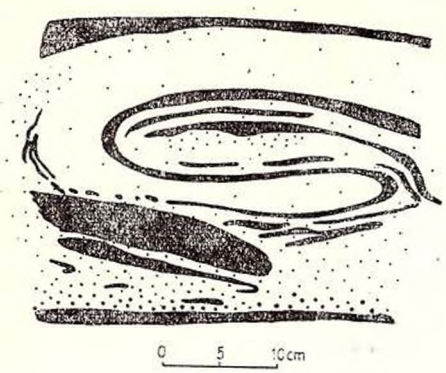


Fig. 12. — Structura concentrică rezultată prin alunecări submarine. Amploarea procesului de alunecare a fost mai mare în comparaţie cu exemplul din fig. 11 (carieră la confluenţa văii Grădina cu valea Casimcea).

Concentric structure resulted from submarine slumpings. The widespreading of the slumping process was larger as compared with the example of the Fig. 11 (quarry at the confluence of the Grădina and Casimcea valleys).

Deşi puternic deranjate stratele nu sînt brecifiate ceea ce constituie o indicaţie asupra intensităţii scăzute a procesului de alunecare.

4. Laminaţie convolută

În cadrul depozitelor studiate laminaţia convolută (curbicorticalitate) a fost observată numai în apropierea localităţii Năvodari. În acest punct curbicorticalitatea apare în depozite fin arenitice care formează strate cu grosimi de 10 cm pînă la 20 cm.

Laminele convolute, sub formă de ondulaţii cu partea convexă mai strînsă şi cea concavă mai largă, sînt asociate cu laminaţia oblică sau paralelă (fig. 13).

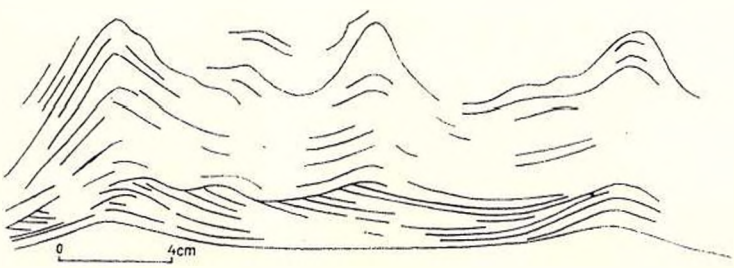


Fig. 13. — Laminaţia convolută în gresii fin granulare de la sud de Năvodari.

Convolute lamination in fine-grained sandstones from the southern part of Năvodari.

Institutul Geologic al României

5. Caractere sedimentare ale ruditelor

În depozitele de care ne ocupăm, rocile ruditice se încadrează în două categorii genetice : rudite propriu-zise (ortorudite) şi rudite cu elemente moi (intraformaţionale). În prima categorie un loc deosebit îl ocupă ruditele cu matrice fină abundentă.

A) **Rudite cu elemente moi.** Acest tip de rudite este foarte frecvent în cadrul şisturilor verzi (pl. III, fig. 3).

Din punct de vedere al compoziţiei, ruditele cu elemente moi constau din elemente de lutite resedimentate prinse într-o matrice arenitică. Caracterul intraformaţional este trădat de asemănarea elementelor lutitice cu lutitele ce se află intercalate în seria depozitelor proterozoic-superioare. Unele elemente de lutite păstrează şi laminaţia paralelă caracteristică acestor intercalaţii.

În momentul resedimentării, elementele lutitice se aflau în stare plastică, de unde provine denumirea de rudite (conglomerate) cu elemente moi. Prin tasare ele au fost aplatizate şi uneori contorsionate.

Din punct de vedere al rotunjirii elementelor, ruditele cu elemente moi par să oscileze între conglomerate şi brecii.

Analiza granulometrică executată în secţiune în carierele din dealul Islaz a pus în evidenţă indici de sortare (*So*) cu valori cuprinse între 1,91 şi 1,96, ceea ce denotă o bună triere granulometrică a elementelor.

Coeficientul de simetrie (*Sk*) indică simetria distribuţiilor, cu o uşoară predominanţă a fracţiunilor mai grosiere.

Ruditele cu elemente moi se află de obicei în interiorul stratelor groase de arenite medii sau grosiere. Rareori aceste rudite constituie strate de sine stătătoare. Într-unul din aceste cazuri pe ţărmul vestic al lacului Istria, ruditele formează corpuri neregulate ce stau pe un relief de eroziune indicînd acţiunea unor curenţi puternici. Caracterul eroziv al acestor curenţi le-a permis să detaşeze fragmente din lutitele ce constituiau fundul bazinului de sedimentare. Sortarea granulometrică bună a elementelor se datoreşte în primul rînd transportului în suspensie.

Gradul de rotunjime scăzut al elementelor faţă de duritatea lor iniţială redusă, arată că uzura suferită a fost minimă ceea ce conduce tot spre transportul în suspensie.

Foarte interesantă şi încă inexplicabilă este prezenţa elementelor de lutite care stau în poziţie verticală indiferent de înclinarea stratului din care fac parte. Poziţia acestor elemente pare să urmeze poziţia şistozităţii.

Institutul Geologic al României

B) **Ortorudite.** Conform clasificării lui Pettijohn (1957) ruditele de care ne ocupăm, constituite din elemente de diferite tipuri de roci prinse într-un liant arenitic, pot fi denumite ortorudite polimictice.

Asupra ortoruditelor din cariera Sibioara am întreprins un studiu granulometric și morfometric cu caracter informativ. Datorită puternicei consolidări a elementelor, analizele au fost executate în secțiune.

Ortoruditele din cariera Sibioara apar în depozitele ce constituie termenul bazal al macroritmului reprezentînd un procent important al acestuia din urmă.

S-a constatat că pe alocuri microruditele sînt imbricate, ceea ce constituie o indicație cu privire la transportul materialului ruditic.

Din analiza granulometrică executată s-a putut deduce că sortarea ruditelor este bună, cu valori ale indicelui de sortare (*So*) între 1,83 și 1,90, distribuția dimensiunilor elementelor fiind asimetrică cu predominanța fracțiunilor fine.

Morfometria în secțiune nu a fost făcută pentru categoriile standard ($\varnothing = 3{,}0-3{,}5$ cm, $\varnothing = 4{,}0-6{,}0$ cm; Cailleux, 1945) datorită finețiii ruditelor. De asemenea trebuie accentuat că forma curbelor de distribuție a valorilor indicilor este probabil influențată de numărul mic de galeți care au putut fi măsurați (51 galeți). Din datele de care dispunem (fig. 14) rezultă că rotunjimea particulelor are valori predominante în intervalul 100—200. Disimetria prezintă valori mici foarte apropiate de 0,5. Elongația este de asemenea mică, clasa modală avînd valoarea 1,25—1,50.

Interpretînd datele din punct de vedere al formei galeților putem spune că majoritatea galeților sînt quasi-izometrici. Probabil că elongația mică implică și un grad de sfericitate ridicat.

Din punct de vedere al uzurii mecanice suferite facem constatarea că rotunjimea redusă spre moderată a galeților de cuarțite indică totuși un grad de uzură destul de important, dacă se raportează la constituția galeților.

Elongația mică este probabil efectul aplatizării mici. Avînd în vedere faptul că aplatizarea mare este caracteristică plajelor marine, ar rezulta că uzura galeților de care ne ocupăm s-a produs mai curînd într-un mediu cu caracter fluvial (Cailleux, Tricart, 1959).

C) **Pararudite.** În cîteva puncte de pe aria de apariție a depozitelor de care ne ocupăm apar corpuri de rudite caracterizate prin prezența unei matrice fine mai abundentă din punct de vedere cantitativ decît elementele (pl. III, fig. 4).

Elementele par să fie de același tip ca și cele din ortorudite.

Institutul Geologic al României

În clasificarea lui P e t t i j o h n (1957) această rocă poate fi numită pararudit, datorită abundenței matricei.

Nu se văd plane de stratificație și nici alte structuri sedimentare în cadrul acestor rudite cu matrice abundentă.

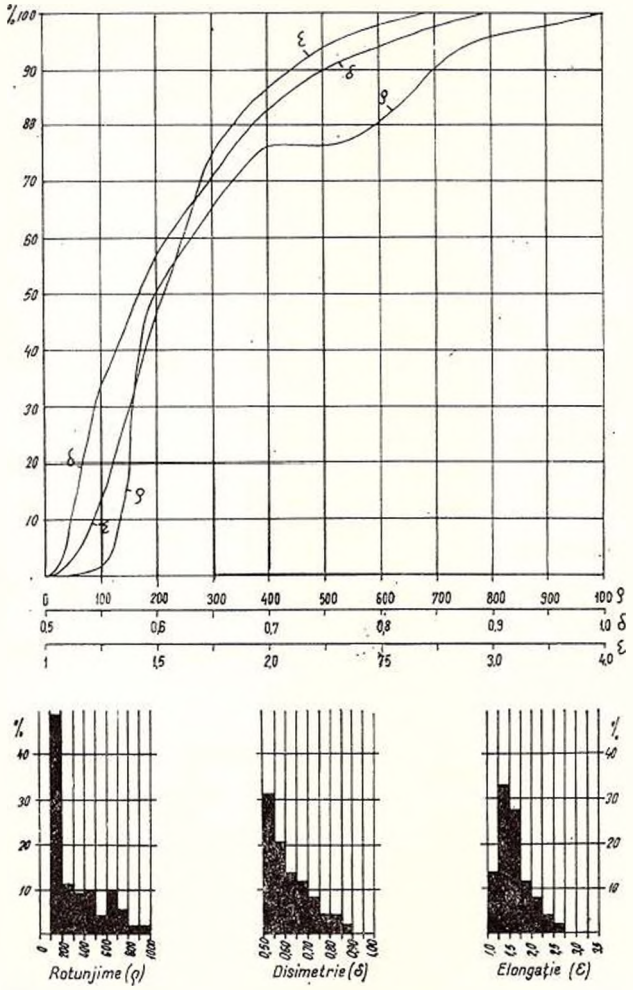


Fig. 14. — Variația valorilor indicilor de rotunjime (ϱ), disimetrie (δ) și elongație (ε). Analiza informativă executată in secțiune asupra ortoruditelor din cariera Sibioara.

Variation of roundness (ϱ), dissymetry (δ) and elongation (ε) index values. Informative analysis carried out in section on orthorudites from the Sibioara quarry.

Institutul Geologic al României

6. Liniație internă de desfacere

Sub acesastă denumire (engl. = parting lineation) se înțelege o structură direcțională internă care apare sub formă de liniație vagă pe suprafețele interne, paralele cu stratificația (C r o w e l l , 1955).

În depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală această liniație apare rar. Ea este legată de prezența unor strate mai groase, constituite din material arenitic grosier sau mediu granular, cu laminație paralelă.

Această structură este importantă mai ales prin faptul că indică transportul materialului într-o fază intermediară între faza de dune și faza de antidune.

7. Mecanoglife de curent

A) **Nomenclatură și clasificare.** Majoritatea autorilor clasifică structurile direcționale externe după criterii genetice. Cele mai importante subdiviziuni includ: urmele rezultate prin acțiunea erozivă directă a curentului, urmele produse de obiecte propulsate de curent, a treia categorie referindu-se la urmele rezultate prin deformarea sedimentului de fund ca urmare a stressului exercitat de curent în timpul curgerii.

Clasificarea, denumirile românești ale tipurilor de urme și corespondentele lor în alte limbi sînt cuprinse în tabelul 2.

B) **Mecanoglife de curent în Proterozoicul superior din Dobrogea centrală.** În depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală a fost observat un mare număr de structuri direcționale externe.

Datorită durității lor ridicate lutitele păstrează de cele mai multe ori forma negativă a structurii, adică urma propriu zisă (pl. IV, fig. 1). Aceste urme apar la partea superioară a stratului. Formele pozitive, adică mulajele urmelor la partea inferioară a stratului (pl. IV, fig. 2), apar mult mai rar, legate mai ales de strate arenitice mai groase.

Dintre categoriile genetice au fost observate atît urme produse prin acțiunea directă a curentului, cît și urme produse de obiecte propulsate de curent. Din prima categorie menționăm urme de eroziune linguoide (flute marks), canale și urme de eroziune longitudinale și riduri longitudinale. Din a doua categorie apar frecvente urme de dragaj și riduri de dragaj . Mult mai rare sînt urmele de infigere, urmele de lovire cu rid frontal și urmele de ricoșare.

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Clasificarea structurilor direcționale externe

			Terminologie românească	Terminologie anglo-saxonă	Terminologie în l. franceză (din Pettijohn și Potter, 1964)	Terminologie sovietică (Vasoevici, 1953)
Mecanoglife de curent	urme produse prin acțiunea directă a curentului (scour marks (Dzulynski, Sanders 1962)		urme linguoide (Dumitriu, 1966)	flute marks (Crowell, 1955)	sillons d'érosion; échancrures	turboglife
			urme semilunare	crescent marks (Peabody, 1947)	empreintes de cupule en croissant	
			urme de șiroire	rill marks	rigoles de plage	
			creste longitudinale	longitudinal ridges (Craig, Walton, 1962)		
	urme produse de obiecte propulsate de curent (tool marks: Dzulynski, Sanders, 1962)	urme de antrenare	urme de dragaj	drag marks (Kuenen, 1957)	empreintes de trainage	
			urme de alunecare	groove marks slide marks (Kuenen, Sanders, 1957)	empreintes de glissement	proglife
			riduri de dragaj	chevron marks (Dunbar, Rodgers, 1957)	empreintes en chevron	
			urme de lovire (înfigere)	prod marks (Dzulynski, Slaczka, 1959)		
			urme de lovire (înfigere) cu rid frontal	brush marks (Dzulynski, Slaczka, 1959)	eraviures	
			urme de ricoșare (Dumitriu, 1966)	bounce marks (Wood, Smith, 1959)	empreintes de rebondissement	
			urme de rulare	roll marks (Dzulynski, Slaczka, 1959)	empreintes de roulement	
			urme de saltație	saltation marks (Dzulynski, Slaczka, 1959) skip marks (Dzulynski et al. 1959)	figures de bondissement (de saltation)	
	deformări ale sedimentului cauzate de curent		riduri inverse de dragaj	reversed chevron marks (Dzulynski, 1963)		
			urme deltoidale	cabbage leaf structures (Kuenen, 1957) deltoidal marks (Birkenmajer, 1958) frondescent marks (Ten Haaf, 1959)		

Institutul Geologic al României

a) *Flute marks*. Aceste urme prezintă o mare varietate de forme şi dimensiuni.

Din punct de vedere morfologic majoritatea flute marks-urilor, privite ca forme individuale, aparţin tipurilor linguiform şi triangular (fig. 15 a, b). În alt caz liniile care materializează limitele laterale ale urmei sînt convergente (fig. 15 c) (pl. IV, fig. 1), rezultînd forme asimetrice (mai bulboase spre aval), simetrice sau elipsoidale.

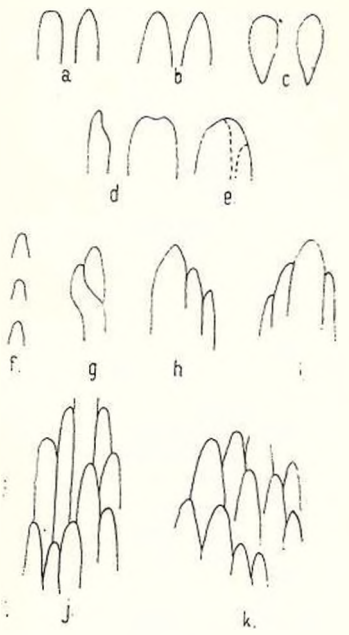


Fig. 15. — Tipuri de flute marks din depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală.

Forme individuale: a, deschise, linguiforme; b, deschise, triangulare; c, cu profil închis; d, compuse, cu profil complex; e, compuse, cu profil omogen. Asociaţii de forme: ansambluri cu densitate mică; f, g, şiruri longitudinale; h, şiruri oblice; şiruri în formă de V; j, k, ansambluri cu densitate mare.

Types of flute marks from the Upper Proterozoic deposits of Central Dobrogea.

Individual forms: a, open, linguoid; b, open, triangular; c, with closed profile; d, compound with complex profile; e, compound with homogeneous profile. Associations of forms: totality of forms with low density: f, g, longitudinal ridges; h, cross ridges; V-shaped ridges; j, k, totality of forms with high density.

Unele urme aparent omogene au caracter compus, rezultînd din suprapunerea parţială a mai multor urme. Unele dintre acestea pot fi recunoscute după conturul lor complex (fig. 15 d), dar altele au contur omogen (fig. 15 e).

Privite din punct de vedere al asocierii lor, flute marks-urile în discuţie constituie ansambluri cu densitate mai mică sau mai mare. În primul caz urmele pot fi dispuse la întîmplare sau pot fi ordonate în şiruri longitudinale, oblice sau în formă de V (fig. 15 f, h, i). Între acestea pot exista tranziţii ca de exemplu în figura 15 g.

În cazul ansamblurilor dense de flute marks modul de ordonare este mai puţin clar (fig. 15 j, k). Uneori pare să se evidenţieze aranjarea urmelor de eroziune în şiruri perpendiculare pe direcţia curentului.

Din punct de vedere dimensional flute marks-urile variază în limite largi. În mod excepţional au fost întîlnite, faciesul grezos grosier dar ritmic de la Casimcea, urme de eroziune de mari dimensiuni: aproximativ 1,5 m lungime şi 0,6 m lăţime (pl. IV, fig. 3).

În secţiune transversală flute marks-urile din depozitele studiate apar în mod frecvent sub formă de pungi, rareori izolate, a căror umplutură de material grosier este în contrast cu materialul fin subjacent (pl. I, fig. 3).

Institutul Geologic al României

b) *Canale şi urme de eroziune longitudinale.* În secţiune longitudinală au fost observate numeroase cazuri de eroziune intrastratală de tipul canalelor. Din punct de vedere dimensional acestea apar în general la scară mică (fig. 16).

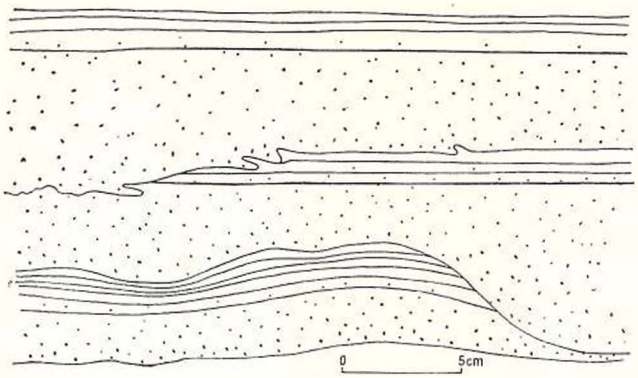


Fig. 16 — Eroziune interstratală în cadrul unei secvenţe de depozite granoclasate (carierele Istria).
Interbedded erosion within a sequence of graded-bedded deposits (Istria quarry).

Uneori apar urme de eroziune longitudinală. Ele sînt definite în planul stratului şi pot fi similare cu canalele de eroziune la scară mică.

Unele urme longitudinale au forme slab sinuoase şi ar putea reprezenta flute marks-uri suprapuse în şiruri longitudinale.

c) *Riduri longitudinale.* Dintre urmele produse prin acţiunea erozivă directă a curentului, ridurile longitudinale reprezintă urme fine, paralele, cu grad de discontinuitate variabil. Lăţimea ridurilor este de ordinul milimetrilor.

Unele varietăţi de riduri longitudinale sînt foarte dense, paralele, fără discontinuităţi (în limitele suprafeţei de aflorare). In alte cazuri ridurile sînt clar discontinui, eventual cu caracter ritmic.

O categorie specială o reprezintă ridurile ce formează şiruri perpendiculare sau oblice faţă de direcţia curentului şi care se termină brusc spre aval limitate de un front net, larg sinusoidal. Aceste urme sînt considerate de D z u l y n s k i şi W a l t o n (1965, fig. 53) drept riduri longitudinale suprapuse peste ondulaţii sedimentare.

Institutul Geologic al României

În unele cazuri au fost observate riduri longitudinale suprapuse peste flute marks-uri (pl. IV, fig. 4) sau peste ripple marks-uri (pl. V, fig. 1).

Între ridurile longitudinale și flute marks-urile linguiforme mult alungite și de dimensiuni mici, există uneori tranziție evidentă.

d) *Urme de dragaj*. Acest tip de urme este foarte frecvent în depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală.

Urmele de dragaj formează deseori sisteme care se intersectează, dar uneori prezintă un grad avansat de paralelism (pl. V, fig. 2).

În mod normal urmele de dragaj sînt drepte. Totuși au fost observate și urme curbe de dragaj.

Din categoria urmelor produse prin dragaj au fost observate rare forme de prod marks (pl. V, fig. 3) sau brush-marks.

e) *Riduri de dragaj*. Prin modul său de prezentare acest tip de urme poate fi observat deseori în cadrul depozitelor studiate. Se pot deosebi mai multe aspecte ale ridurilor de dragaj. Ridurile se pot localiza la capătul din aval al unei urme de dragaj (pl. V, fig. 4), sau pot fi continui flancînd pe toată întinderea o urmă de dragaj.

Dezvoltarea ridurilor poate fi asimetrică față de o axă paralelă cu direcția curentului.

8. Urme de suprasarcină

Datorită alternanței de material grosier, mai ales arenitic, și material fin, lutitic, în depozitele de care ne ocupăm apar în mod obișnuit fenomene de tasare diferențială. Suprasarcina este reprezentată deseori de acumulări neomogene de material grosier, ceea ce produce tasarea lutitelor subjacente.

De multe ori tasarea diferențială se produce pe urme de eroziune, ripple-marks, etc.

Amploarea tasării este foarte variabilă, de la deformarea ușoară a laminelor subjacente pînă la structura în formă de flamă. Văzute în plan urmele de suprasarcină prezintă un sistem dezordonat caracteristic. Uneori se poate discerne o vagă orientare, probabil datorită faptului că tasarea a fost inițiată de anumite structuri direcționale.

9. Rezistența la metamorfism a structurilor sedimentare

În partea nordică și în același timp bazală a depozitelor proterozoic-superioare din Dobrogea centrală se dezvoltă un facies metamorfic epizonal, reprezentat prin cuarțite în alternanță cu șisturi cloritoase.

Institutul Geologic al României

În zonele cu deschideri continui sau apropiate se poate observa trecere gradată de la un facies sedimentar la un facies epimetamorfic. În aceste condiții se constată că structurile sedimentare se diferențiază din punct de vedere al rezistenței lor față de metamorfism. În enu-

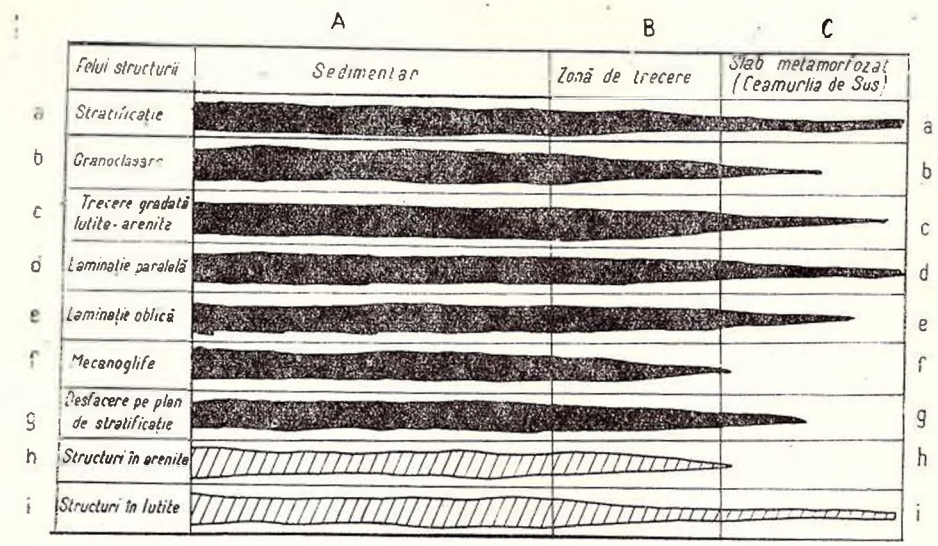


Fig. 17. — Rezistența la metamorfism a structurilor sedimentare din depozitele de fliș proterozoic—superioare din Dobrogea centrală.

Resistance to metamorphism of sedimentary structures within the Upper Proterozoic flysch deposits from Central Dobrogea.

A, sedimentary rocks (Beidaud). B, epizonal transition zone C, slightly metamorphosed rocks (Ceamurlia de Sus). a, bedding; b, graded bedding; c, gradual transition between lutite-arenite; d, parallel lamination; e, cross-lamination; f, mecanoglyphs; g, splitting along the bedding plane; h, structures in arenites; i, structures in lutites.

merarea comparativă de mai jos se consideră facies sedimentar la Beidaud (valea Adîncă) și facies slab metamorfic la Ciamurlia de Sus.

Primele structuri care dispar în faciesuri slab metamorfice sînt mecanoglifele (fig. 17). Dispariția lor pare să fie legată de faptul că datorită metamorfismului suprafețele de stratificație sînt din ce în ce mai rar expuse.

Laminația oblică la baza stratului a fost observată cu o frecvență redusă în rocile metamorfice de la Ciamurlia de Sus.

Granoclasarea se observă destul de rar în faciesul slab metamorfozat. Trecerea gradată de la arenite la lutite rezistă mai mult la metamorfism decît granoclasarea arenitelor.

Institutul Geologic al României

Structurile sedimentare care se observă cel mai frecvent în faciesul metamorfic de la Ciamurlia de Sus sînt laminația paralelă și stratificația.

În ansamblu se constată că față de un metamorfism slab structurile sedimentare ale arenitelor sînt mult mai puțin rezistente decît structurile sedimentare ale lutitelor.

În ceea ce privește ruditele, în faciesul metamorfic de la Ciamurlia de Sus se recunosc cu ușurință rudite cu elemente moi.

Din examinarea structurilor sedimentare relicte descrise mai sus se desprinde concluzia că faciesul de fliș persistă pînă în extremitatea nordică a zonei șisturilor verzi, deci și în cadrul depozitelor metamorfozate de la Ceamurlia-Topolog.

V. PALEOCURENȚI ÎN DEPOZITELE PROTEROZOIC-SUPERIOARE DIN DOBROGEA CENTRALĂ

1. Procedee de măsurare a direcțiilor de paleocurenți

Considerînd cutarea de tip concentric a depozitelor proterozoice de care ne ocupăm (M i r ă u ț ă, 1969) tehnica de măsurare a orientării structurilor direcționale a inclus și corecția pentru înclinarea stratelor, prin rabatarea imaginară a stratului în poziția sa pretectonică. În acest scop a fost utilizat un dispozitiv simplu constînd dintr-un cadru dreptunghiular din material plastic pe care este fixată o săgeată indicatoare. Măsurătoarea constă din următoarea succesiune de operații: (1) materializarea, printr-o linie, a direcției stratului pe fața cu structuri direcționale; (2) aplicarea laturii mari a cadrului pe linia ce trasează direcția stratului și dispunerea săgeții indicatoare paralel cu direcția indicată de structurile direcționale considerate; (3) rabatarea cadrului la orizontală în sensul restabilirii poziției pretectonice a stratului, păstrînd latura cadrului paralelă cu direcția stratului; (4) măsurarea cu busola a orientării săgeții indicatoare, azimutul obținut reprezentînd direcția de curgere a paleocurentului.

Pentru întocmirea hărților de paleocurenți au fost utilizate mecanoglife de curent și laminație oblică, cele două tipuri de date fiind prelucrate separat. Analiza direcțiilor paleocurenților se bazează pe 547 măsurători de urme de curent și peste 200 măsurători de laminație oblică.

Pentru cartarea orientării laminației oblice a fost utilizată numai metoda directă de măsurare (J i p a, 1967 b), obținîndu-se un grad de precizie comparabil cu cel al măsurătorilor de mecanoglife.

Institutul Geologic al României

2. Sisteme de paleocurenți

Din analiza hărții de paleocurenți întocmită prin măsurarea orientării mecanoglifelor (fig. 18) s-a putut deduce acțiunea mai multor sisteme de paleocurenți :

(1) Cel mai important sistem de paleocurenți include direcții de curgere dinspre est spre vest. Aproximativ 60% din azimuturile măsurate aparțin acestui sistem, dintre acestea 28% indicînd în mod strict direcția est-vest.

Pe lîngă acest sistem de paleocurenți, net predominant, există și alte sisteme mai puțin evidente.

(2) Unul dintre sistemele minore de paleocurenți reprezintă direcții de curgere de la vest spre est, adică exact opuse sistemului principal.

(3) Alt sistem minor este orientat în principal de la sud spre nord cu deviații importante spre NW și NE.

Fiecare dintre aceste sisteme de paleocurenți cu caracter subordonat, înglobează în jur de 10%—15% din numărul total de azimuturi măsurate.

(4) Paleocurenții cu direcție de curgere de la nord spre sud sînt indicați de un număr foarte redus de azimuturi.

3. Volumul și granulozitatea materialului față de direcția de transport

Cele patru sisteme de paleocurenți discutate mai sus sînt caracterizate prin curenți cu un anumit volum și granulozitate a materialului transportat.

Pentru a evidenția aceste relații, în figura 19 este prezentată o hartă de curenți bazată numai pe orientarea mecanoglifelor observate la baza celor mai groase strate (de la 10 cm pînă la 3 m). Aceste strate reprezintă în același timp acumulări de material relativ grosier, pînă la micro-ruditic.

Se constată că cele mai numeroase direcții nu aparțin sistemului principal de paleocurenți, ci reprezintă curenți ce au curs în general spre nord (de la NNW pînă la NE). În ordinea importanței urmează direcțiile spre vest, mult subordonate sînt direcțiile spre SSW și practic lipsite de importanță cele spre est.

Prin urmare se poate spune că deși în ansamblu are importanță subordonată, sistemul de paleocurenți cu direcții spre nord include majoritatea curenților puternic încărcați cu material sedimentar. În contrast, paleocurenții dirijați spre est se caracterizează prin cantitatea redusă de material sedimentar pe care au transportat-o.

Institutul Geologic al României

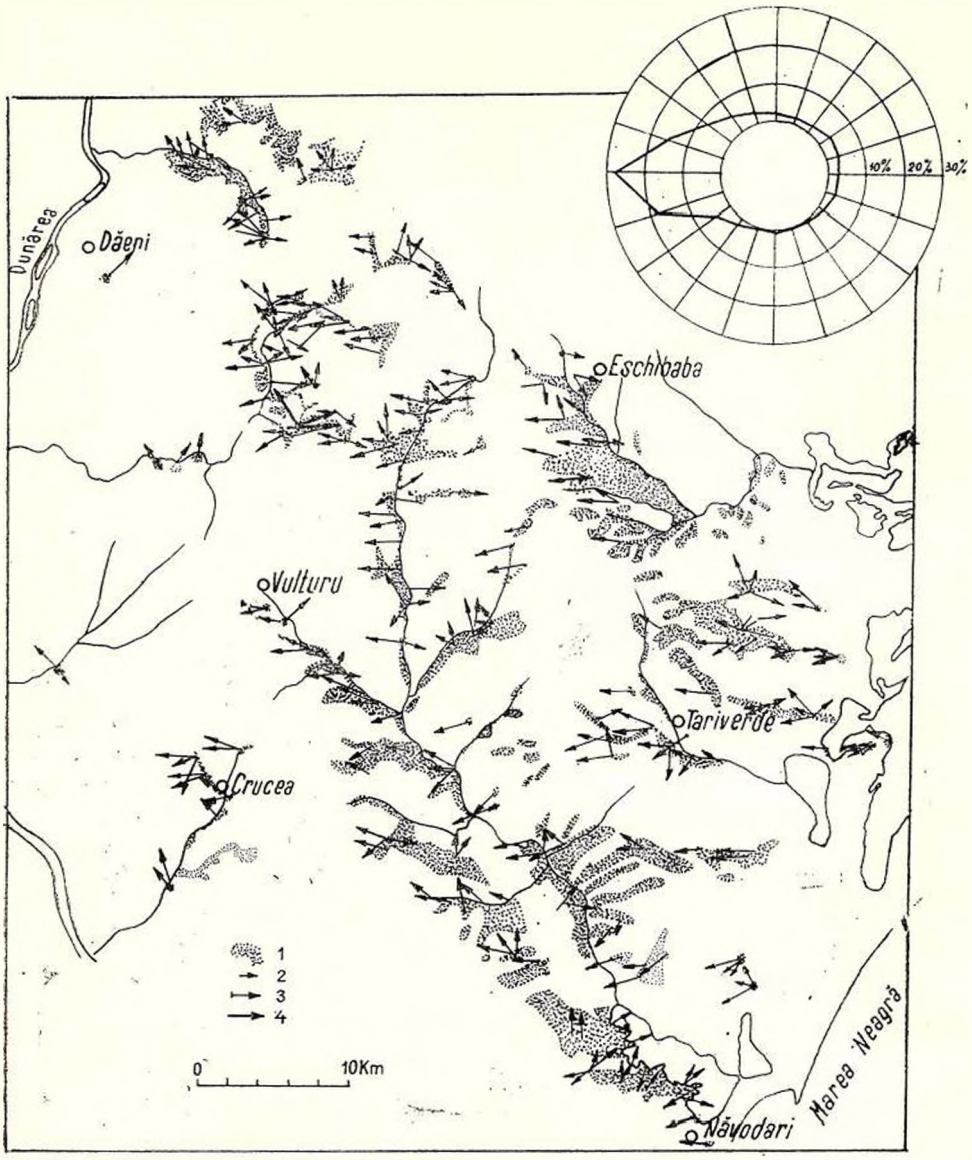


Fig. 18. — Harta de curenți a depozitelor proterozoic-superioare din Dobrogea centrală, bazată pe măsurarea orientării mecanoglifelor.

1, suprafața de aflorare a șisturilor verzi (după datele lui Mirăuță, 1964, 1965; Chiriac, Lăcătușu, 1964; Cosma et al., 1964); 2, una-două măsurători; 3, trei-patru măsurători; 4, cinci sau mai multe măsurători. Dreapta-sus: diagrama-rozetă generală a orientării mecanoglifelor din șisturi verzi.

Current map of the Upper Proterozoic deposits from Central Dobrogea, based on trend measurements of mecanoglyphs.

1, outcropping area of the greenschists (according to data given by Mirăuță, 1964, 1965; Chiriac, Lăcătușu 1964, Cosma et al., 1964); 2, one-two measurements; 3, three-four measurements; 4, five or more measurements. Right side above: general rose-diagram showing the trend of mecanoglyphs within the greenschists.

Institutul Geologic al României

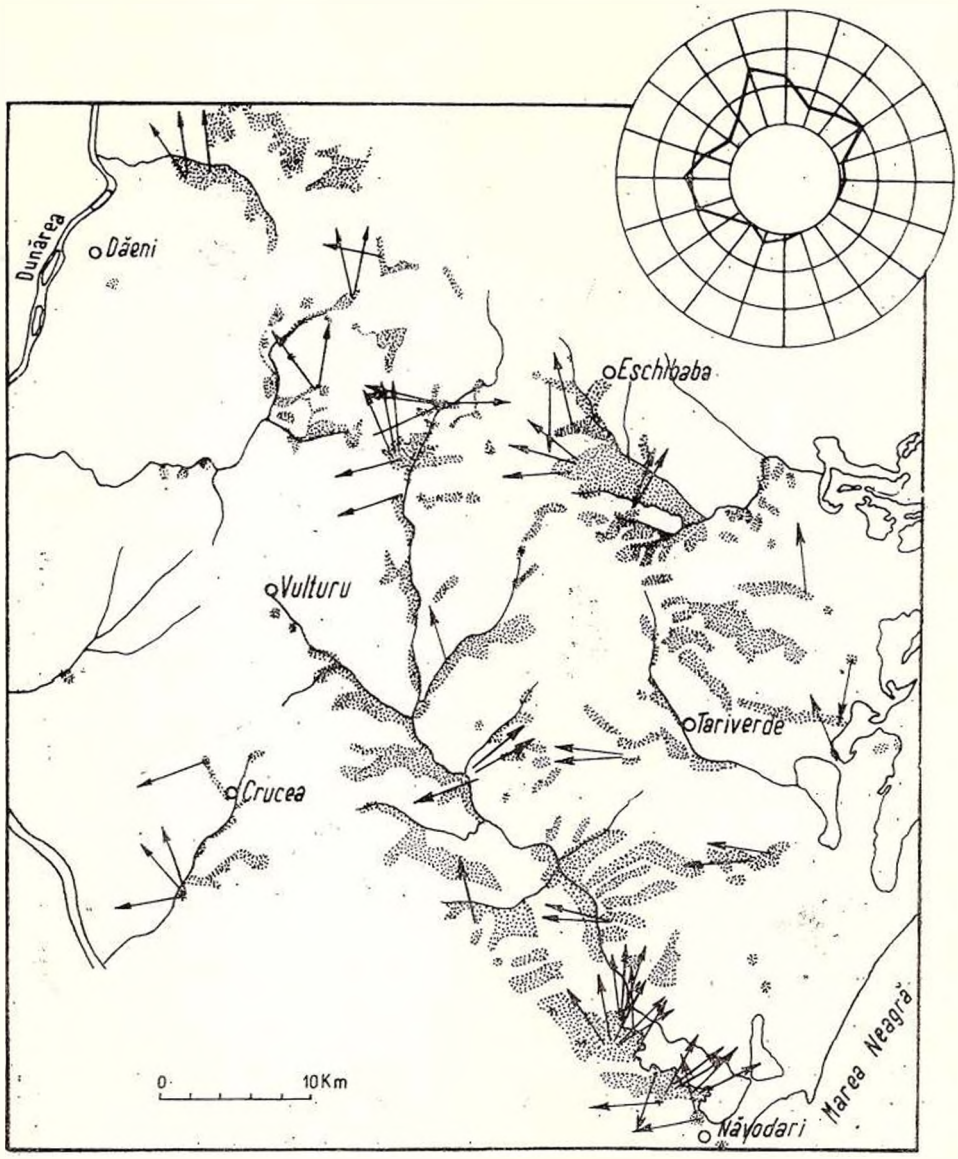


Fig. 19. — Harta orientării structurilor direcționale ale stratelor arenitice groase (între 10 cm și 3 m), reprezentînd direcțiile de curgere ale celor mai puternici paleocurenți care au acționat în bazinul de sedimentare al șisturilor verzi.

Dreapta-sus : diagrama-rozetă generală a orientării mecanoglifelor de la baza stratelor groase.

Trend map of directional structures of the thick arenite beds (10 cm up to 3 m) representing flow directions of the strongest currents which have acted in the sedimentary basin of the greenschists.

Right-side above : general rose-diagram showing the trend of mecanoglyphs at the base of thick beds.

Institutul Geologic al României

4. Relații azimutale între urmele de curent și laminația oblică

Cercetări întreprinse în diferite depozite de fliș (în special din Țara Galilor și Scoția) au pus în evidență unele cazuri de discrepanță angulară puternică între stratificația oblică și urmele de talpă (K e l l i n g, 1964).

În literatură există și date sporadice care indică orientarea comună a caracterelor direcționale sedimentare și erozionale (fide C l i n e, 1966). Totuși, prin descoperirea discrepanțelor angulare dintre cele două tipuri de structuri, în acord cu rezultatele lui M u r p h y și S c h l a n g e r (1962) și K l e i n (1966) există o incertitudine cu privire la concluziile paleogeografice bazate pe măsurători ale urmelor de curent. De altfel C r a i g și W a l t o n (1962) au subliniat situația paradoxală a utilizării structurilor erozionale ca mijloc de a indica direcția curenților ce transportă și depun material clastic.

De aceea pentru a putea evalua poziția ariilor sursă de material a fost necesar să studiem relațiile azimutale dintre urmele de curenți și stratificația oblică din depozitele proterozoic-superioare ale Dobrogei centrale (J i p a, 1968 b).

Comparația directă între cupluri de date direcționale provenind din același strat omogen a scos în evidență (fig. 20) discrepanțe angulare pînă la 86° între stratele oblice și urmele de curent. Dar în cele mai multe cazuri discrepanța angulară dintre cele două tipuri de structuri este redusă (75% dintre valori nedepășind 10°).

Pentru a compara orientarea urmelor de curent luate în ansamblu și a stratificației oblice, în afară de harta orientării mecanoglifelor și suprapusă acesteia a fost întocmită și harta orientării stratificației oblice (fig. 21) din depozitele precambrian-superioare ale Dobrogei centrale. Din compararea celor două hărți și mai ales prin suprapunerea diagramelor — rozete de curenți (fig. 22) rezultă că pe ambele căi au fost obținute aceleași direcții principale, cu diferențe nesemnificative.

În concluzie se poate afirma că în depozitele de care ne ocupăm, între stratificația oblică și urmele de curent pot exista divergențe angulare cu valori importante, dar ele apar în mod accidental și nu influențează interpretările paleogeografice.

5. Arii-sursă de material

Cele patru sisteme principale de paleocurenți indică existența unui număr egal de arii-sursă de material detritic.

Din relațiile existente între grosimea și granulozitatea stratelor și orientarea structurilor direcționale se ajunge la informații suplimentare

Institutul Geologic al României

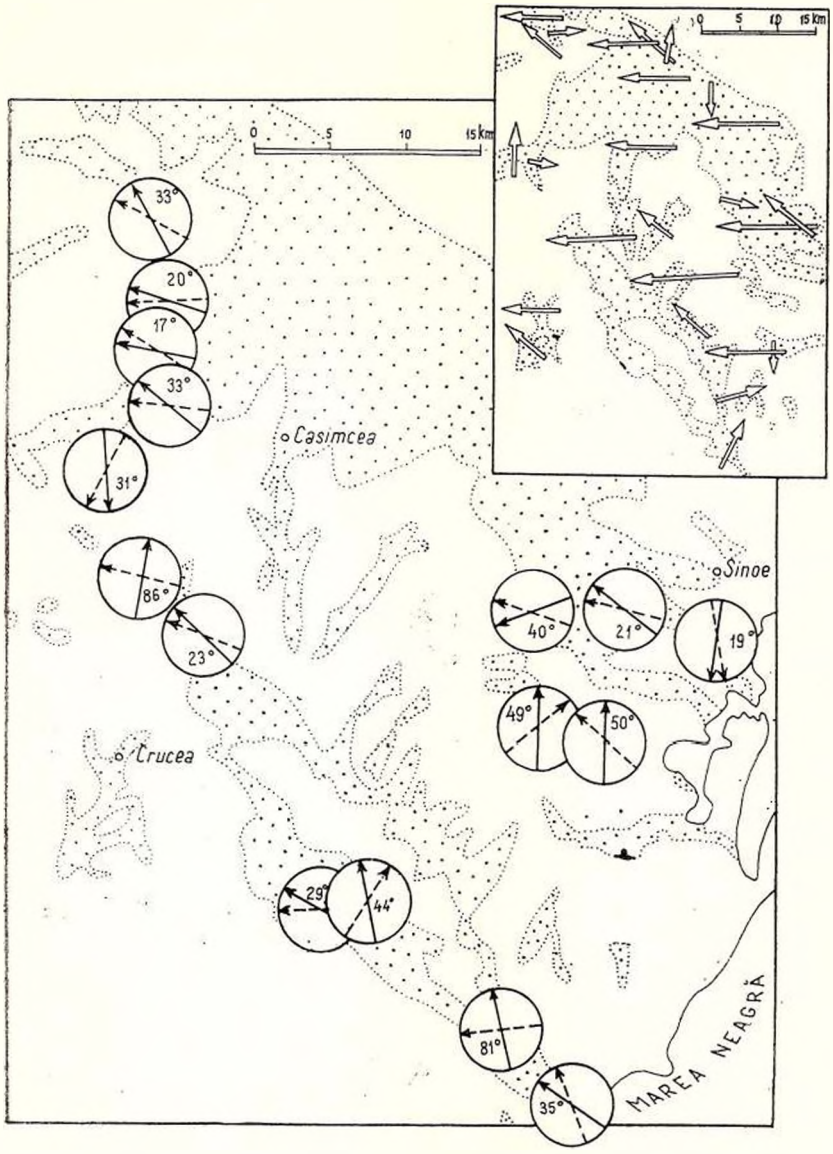


Fig. 20. — Cartodiagrama celor mai importante discrepanţe angulare dintre stratificaţia oblică şi mecanoglife.

Săgeţi continui = stratificaţie oblică; săgeţi întrerupte = mecanoglife; cifrele înscrise în cercuri reprezintă valoarea discrepanţelor angulare; dreapta sus: direcţiile principale ale paleocurenţilor obţinute prin măsurarea orientării mecanoglifelor. Lungimea săgeţilor este aproximativ proporţională cu importanţa direcţiei.

Map-diagram of the most important angular divergencies between the cross-lamination and mecanoglyphs.

Continuous arrows = cross-lamination; brocken arrows = mecanoglyphs; figures in circles represent the value of angular discrepancies; on the right side above: the main trends of paleocurrents obtained by measuring the trend of mecanoglyphs. The length of the arrows is approximately proportional to the importance of the trend.

Institutul Geologic al României

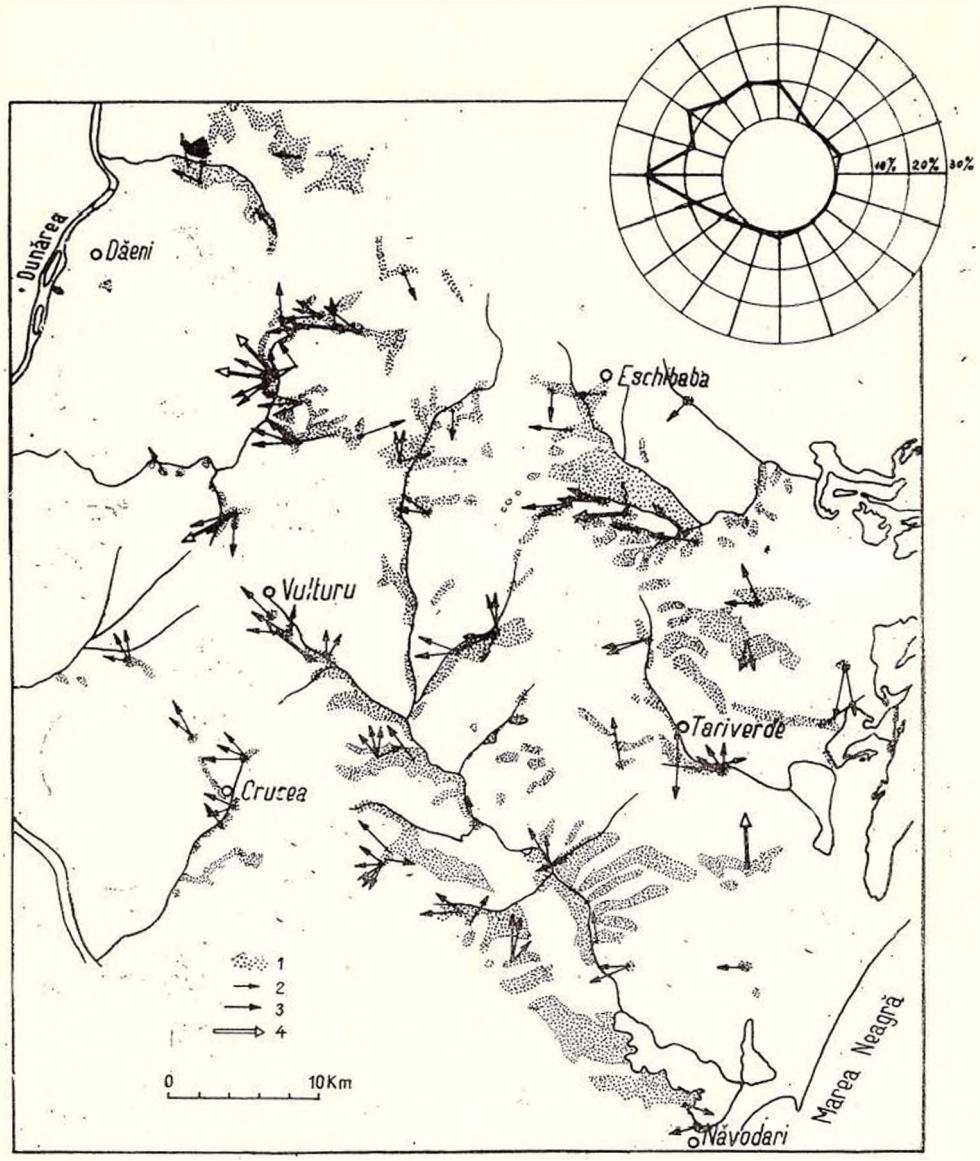


Fig. 21. — Harta de curenți a depozitelor proterozoic-superioare din Dobrogea centrală, bazată pe măsurarea orientării stratificației oblice.

1, suprafața de aflorare a șisturilor verzi; 2, una-două măsurători; 3, trei-patru măsurători; 4, cinci și mai multe măsurători; dreapta sus: diagrama-rozetă generală a orientării stratificației oblice din șisturile verzi.

Current map of Upper Proterozoic deposits in Central Dobrogea, based on measurements of the cross-lamination trend.

1, greenschist outcropping area; 2, one-two measurements; 3, three-four measurements; 4, five and more measurements; on the right side above: rose-diagrams of the cross-lamination trend in the greenschists.

Institutul Geologic al României

cu privire la amplasamentul şi unele caractere ale surselor. Obţinerea acestor informaţii se sprijină pe ipoteza că materialul depus de curenţi este cu atît mai abundent şi mai grosier granular cu cît distanţa de transport este mai mică.

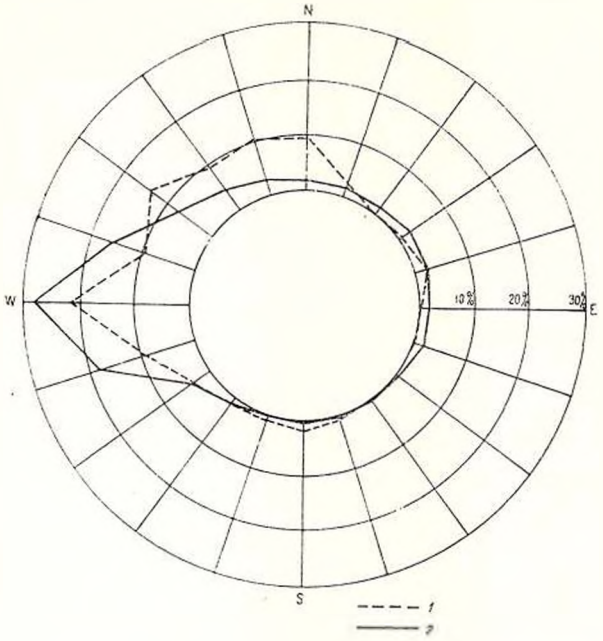


Fig. 22. — Diagrama-rozetă generală a direcţiilor de curenţi din Proterozoicul superior din Dobrogea centrală.

1, direcţii obţinute prin măsurarea orientării stratificaţiei oblice; 2, direcţii obţinute prin măsurarea orientării urmelor de curent.

General rose-diagram of the current directions of the Upper Proterozoic in Central Dobrogea.

1, directions obtained by measuring the cross-lamination trend; 2, directions obtained by measuring the marking current trend.

Cea mai activă sursă de material a fost sursa vestică. Această sursă pare că ar fi produs aproximativ 50% din materialul arenitic al depozitelor de care ne ocupăm.

Aria sursă de material care a eliberat detritusul transportat în principal de la sud era cea mai apropiată de actualul teritoriu al Dobrogei centrale. Aceasta se deduce din faptul că din această sursă a fost transportat materialul cel mai grosier, constituind stratele cele mai groase.

Institutul Geologic al României

Aria sursă vestică a fost probabil cea mai îndepărtată. Datorită distanței mari de transport, marea masă a materialului a fost probabil sedimentat pe parcurs rămînînd în suspensie numai material relativ fin.

Curenții proveniți din sursa nordică au depus pe teritoriul actual al Dobrogei centrale material relativ fin, dar mai grosier decînd materialul provenit din sursa vestică. S-ar putea deduce că sursa era mai apropiată decît sursa vestică. Această concluzie este destul de fragilă întrucît se bazează pe un număr mic de date.

Trebuie subliniat că concluziile de mai sus, referitoare la depărtarea surselor, se sprijină pe o interpretare unilaterală. Nu este exclus ca volumul și granulozitatea materialului să fi prezentat variații primare datorate condițiilor fizico-geografice; sau ca transportul să fi fost influențat de anumite caractere morfologice ale bazinului de sedimentare.

VI. SEDIMENTOGENEZA DEPOZITELOR PROTEROZOIC-SUPERIOARE DIN DOBROGEA CENTRALĂ

Numeroase structuri sedimentare primare observate în Precambrianul superior din Dobrogea centrală ne conduc la reconstituirea parțială a sedimentogenezei acestor depozite.

1. Transport și sedimentare

Prezența unor structuri ca laminație oblică, mecanoglife de curent, imbricație, etc. evidențiază rolul important jucat de curenți în transportul și depunerea sarcinii sedimentare.

Numeroasele strate granoclasate arată că materialul a fost transportat în suspensie, iar prin reducerea vitezei curentului a fost depus conform vitezei de sedimentare a particulelor.

O altă categorie de structuri sedimentare, reprezentate de laminația oblică și în parte de laminația paralelă, arată că și transportul prin tracțiune a jucat un rol important. Astfel, ripple-marks-urile cu lamine frontale sînt formate în condițiile predominanței nete a transportului prin tracțiune. De aceea materialul este depus oblic, numai pe panta din aval a ondulației. La ripple-marks-urile cu lamine ondulate se poate recunoaște acțiunea combinată a transportului prin tracțiune și în suspensie (S a n d e r s, 1965; M c K e e, 1965, 1966). Este de presupus că în acest caz transportul prin tracțiune a predominat, dar continuarea laminelor oblice înspre amont se explică mai curînd prin aportul de material în suspensie.

Institutul Geologic al României

Numeroasele ripple-marks-uri observate certifică transportul unei bune părți a materialului în regimul inferior de curgere (Simons et al. 1965) (fig. 23).

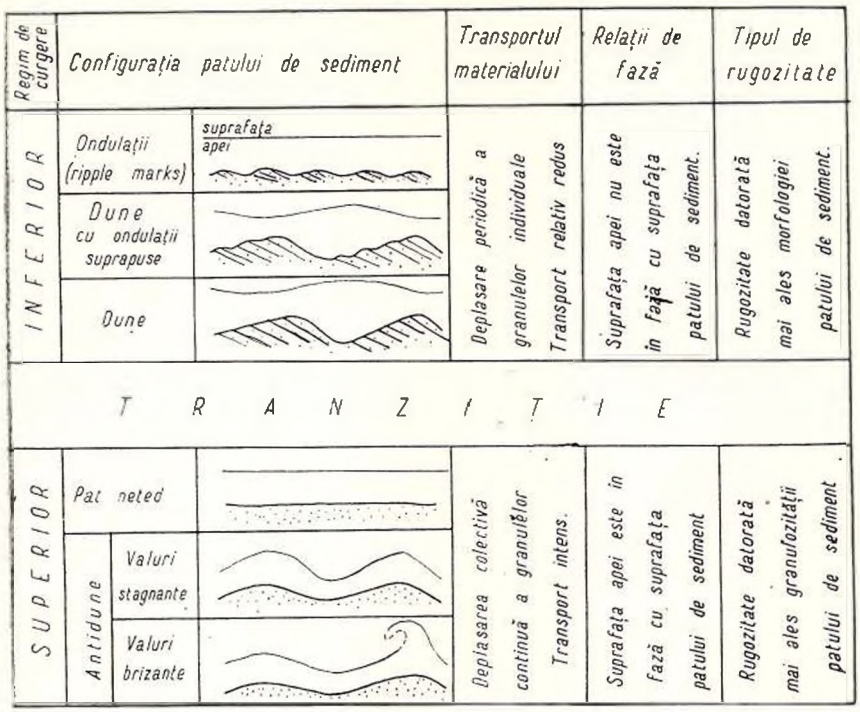


Fig. 23. — Caracterele regimurilor de curgere în mediul acvatic aluvial (după Simons et al., 1965).

Characters of flow regimes in alluvial aquatic environment (according to Simons et al, 1965).

Variația mare a dimensiunilor ripple-marks-urilor, de la cîțiva centimetri la cîteva zeci de centimetri, arată că a existat o gamă largă de viteze în cadrul acestei faze, atingînd chiar faza de dune.

Prezența liniației interne de desfacere, și cel puțin în parte a laminației paralele pun în evidență transportul materialului în faza netedă care precede antidunele.

Există unele indicii că transportul materialului nu a fost efectuat numai de către curenți ci și prin alunecări submarine. Astfel punerea în loc a ruditelor cu matrice fină abundentă se explică rațional prin această ipoteză.

Institutul Geologic al României

Lutitele prezintă două moduri diferite de transport şi sedimentare. În cazul în care există trecere gradată de la arenite la lutite se poate considera că cel puţin o parte a acestora din urmă a fost transportată în suspensie de către curenţi şi depusă ca o ultimă fază a sedimentării fracţionate. Dar o parte a lutitelor, pentru care există slabe criterii de recunoaştere, a fost depusă prin sedimentaţie pelagică.

2. Curenţi de turbiditate şi curenţi normali

Începînd cu al 6-lea deceniu al acestui secol teoria curenţilor de turbiditate a luat un avînt deosebit, reuşind să prezinte o explicaţie raţională şi simplă a genezei depozitelor de tip fliş. În această ipoteză cea mai mare parte a materialului grosier, arenitic şi ruditic, a fost transportată şi depusă de curenţi denşi (densitatea fiind datorită încărcării cu material sedimentar în suspensie), de fund, cu caracter gravitaţional, denumiţi curenţi de turbiditate (K u e n e n, 1951); iar materialul lutitic este de origină turbiditică cît şi de provenienţă pelagică.

Curenţii de turbiditate se recunosc după un ansamblu de caractere ca de exemplu: mecanoglife, sedimentare gradată, o anumită secvenţă de structuri, ritmicitatea depozitului, modelul hărţii de curenţi, etc. Fiecare dintre aceste caractere nu constituie un diagnostic dacă este considerat în mod separat.

În ultimii ani, acumulîndu-se cunoştinţe asupra existenţei curenţilor de fund în bazine adînci, se pune din ce în ce mai insistent întrebarea dacă aceşti curenţi normali de fund nu ar putea acţiona alături de curenţii de turbiditate (K e l l i n g, 1964).

În depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală următoarele caractere sedimentare pledează pentru acţiunea curenţilor normali de fund:

(1) prezenţa laminaţiei oblice sub formă de ripple-marks la baza stratului, în material fin granular, cu grosime mică şi fără sedimentare gradată (K e l l i n g, W a l t o n, 1961; H s u, 1964);

(2) existenţa unor discrepanţe între orientarea mecanoglifelor şi orientarea stratificaţiei oblice (K e l l i n g, 1964).

Dar aceste caractere ar mai putea fi interpretate ca reprezentînd produsul acţiunii unor curenţi de turbiditate mai diluaţi sau părţi terminale ale unor curenţi de turbiditate; şi respectiv ca produsul a doi curenţi dintre care primul a erodat fără să depună material, iar următorul a avut viteză mai mică şi nu a erodat ci a depus material generînd

Institutul Geologic al României

stratificația oblică. Nici una dintre ipotezele de mai sus nu poate fi invalidată în stadiul actual al cunoștințelor.

Dar ipoteza curenților de turbiditate nu are contra-argumente suficient de fondate în ceea ce privește aplicarea sa pentru explicarea genezei stratelor mai groase, granoclasate, care se observă frecvent în depozitele de care ne ocupăm.

3. Ripple-marks-uri la partea superioară și la baza stratului

La partea superioară apar ripple marks-uri despre care am arătat că sînt asociate cu strate mai groase, mai grosier granulare, frecvent granoclasate, ondulațiile avînd dimensiuni mai mari și dispersie azimutală mai mare. În parte aceste trăsături caracterizează și ripple marks-urile din interiorul stratelor. Se poate deci conclude că cele două tipuri de ondulații au fost generate de curenți relativ puternici, transportînd un volum mare de particule clastice aflate esențial în suspensie (J i p a, 1967a, 1968a). Astfel de curenți care au acționat în mediul de formare a flișului par să corespundă destul de bine curenților de turbiditate.

H s u (1964) consideră că ripple marks-urile de la partea superioară au fost generate de curenți de fund prin prelucrarea superficială a materialului turbiditic depus anterior. Fără a exclude această posibilitate credem că ipoteza se poate aplica numai cînd este evidentă o întrerupere sedimentară la baza ripple-marks-urilor (K u e n e n, 1967).

După caracterele sedimentare ale stratelor cu care se asociază (grosime redusă, granulație fină, absența sedimentației gradate), geneza ripple-marks-urilor de la bază pare să fie legată de acțiunea unor curenți cu competență și capacitate relativ reduse care au transportat material arenitic în special prin tracțiunea de-a lungul fundului (J i p a 1967a, 1968a). După aceste caractere, improprii curenților de turbiditate, am putea considera eventualitatea formării ripple-marks-urilor de la bază prin acțiunea curenților normali, de fund (K e l l i n g, W a l t o n, 1961; H s u, 1964). Dar geneza acestui tip de ondulații ar putea fi explicată și prin acțiunea atipică a curenților de turbiditate aflați în stadii avansate de transport și sedimentare (N a t l a n d, K u e n e n, 1951). În timpul deplasării curenților de turbiditate caracterele sarcinii sedimentare se modifică prin sedimentarea fracționată, astfel încît după un transport prelungit curentul mai deplasează numai o mică cantitate de material clastic fin granular (K u e n e n, 1951). În acest stadiu gradul de turbulență al curentului este la un nivel scăzut și în consecință materialul arenaceu rezidual este transportat prin tracțiune de-a lungul fundului.

Institutul Geologic al României

În sprijinul acestei ipoteze menționăm asemănarea existentă între ripple -marks-urile obținute în cursul anumitor experiențe pentru studiul acțiunii curenților de turbiditate (K u e n e n, 1965, fig. 27 a) și ondulațiile de la baza stratelor de fliș.

4. Batimetria bazinului de sedimentare

Adîncimea de depunere a depozitelor flișoide reprezintă una dintre problemele controversate ale geologiei.

La prima vedere există două caractere care pledează pentru adîncimea mică a bazinului de sedimentare proterozoic superior al Dobrogei centrale : abundența ripple-marks-urilor și a ruditelor.

Formarea ripple-marks-urilor de curent se poate petrece la orice adîncime a bazinului, cînd condițiile hidrodinamice o impun. Deci prezența acestor structuri reprezintă o indicație paleohidrodinamică nu paleobatimetrică.

În ceea ce privește ruditele trebuie să facem distincție între ortoruditele granoclasate, pararuditele cu matrice fină și abundentă, și ortoruditele lipsite de granoclasare. Primele sînt transportate probabil de curenți de turbiditate și pot fi depuse la cele mai mari adîncimi ale bazinului. Pararuditele par să fie puse în loc prin alunecări submarine, deci ele pot reprezenta adîncimi de depunere relativ mari. Ortoruditele fără granoclasare și eventual fără ritmicitate (de tipul celor de la Sibioara și Băltăgești) reprezintă sedimente din zone mai puțin adînci, dar ele sînt amplasate în apropierea unei ridicări intrageosinclinale.

Există încă un argument care ar putea pleda pentru adîncimi mici și anume exemplarul unic de ripple marks-uri simetrice de tip oscilatoriu de la nord de Istria. Dar structura internă nefiind vizibilă acestea ar putea fi forme de eroziune.

Caracterul turbiditic al depozitelor studiate este de obicei utilizat ca un argument important din punct de vedere batimetric. Curenții de turbiditate se formează în zonele litorale de unde, sub un impuls puternic curg pe panta soclului continental. Depunerea materialului se poate produce numai pe fundul bazinului unde viteza curentului nu mai este menținută de cîmpul gravitațional. Coexistența curenților cu sens de curgere opus, așa cum a fost constatată în șisturile verzi, constituie o indicație pentru depunerea sarcinii sedimentare pe fundul plat al bazinului.

Ajungînd la concluzia depunerii pe fundul bazinului nu dispunem decît de o indicație batimetrică relativă, căci nu putem afla adîncimea absolută a bazinului. Putem spune deci, fără a ne baza pe argumente

Institutul Geologic al României

importante, că depozitele proterozoic-superioare cu caracter ritmic — turbiditic au fost depuse la o adîncime mai mare decît depozitele ortoruditice aritmice tip Sibioara.

5. Paleomorfologia bazinului de sedimentare

Harta de paleocurenți, în concordanță cu alte date geologice, conduce la concluzia conform căreia extensiunea bazinului de sedimentare a șisturilor verzi depășea cu mult suprafața Dobrogei centrale de astăzi. În aceste condiții, nefiind accesibilă decît o parte redusă a suprafeței ocupate inițial de depozitele proterozoic superioare, nu putem ajunge decît la concluzii fragmentare cu privire la morfologia bazinului de sedimentare.

Predominanța netă a direcțiilor vestice de curgere arată că bazinul de sedimentare al șisturilor verzi din Dobrogea centrală se prelungea mai ales spre vest.

Orice depozit de tip fliș își schimbă faciesul în zona litorală. Constanța facială a depozitelor proterozoic-superioare (făcînd abstracție de metamorfism) pînă în imediata apropiere a ivirilor de șisturi cristaline din zona Baspunar-Ciamurlia, arată că aceste roci cristaline nu erau exondate și nici ridicate în timpul sedimentării șisturilor verzi.

Forajele executate în apropierea localității Palazul Mare au pus în evidență o ridicare importantă a fundamentului cristalin (I a n o v i c i, G i u ș c ă, 1961). Este deci justificat să se considere (C h i r i a c, L ă c ă t u ș u, 1964) că această ridicare a funcționat ca sursă de material în timpul sedimentării șisturilor verzi. Această ipoteză este susținută și de prezența faciesului grosier, aritmic de la Sibioara; precum și de structurile direcționale orientate spre nord, observate la baza unor strate groase și grosier-granulare.

Prezența ridicării de la Palazul Mare este o mărturie cu privire la complexitatea reliefului de fund al bazinului. Dar, faptul că cele patru direcții majore de curenți coexistă în cuprinsul aceleiași suprafețe arată că aria corespunzătoare Dobrogei Centrale constituia fundul plat al bazinului de sedimentare proterozoic superior.

VII. CARACTERUL DE FLIȘ AL PROTEROZOICULUI SUPERIOR DIN DOBROGEA CENTRALĂ

1. Evoluția concepțiilor despre caracterul de fliș al șisturilor verzi

A t a n a s i u (1940) este primul cercetător care consideră că șisturile verzi au factură de fliș, dar argumentează aceasta prin faptul că „șisturile verzi încheie ciclul de sedimentare cu conglomerate".

Institutul Geologic al României

După Ianovici et al. (1961, pag. 35) caracterul clastic al depozitelor, sortarea slabă și prezența materialului grosier la partea superioară a seriei arată că șisturile verzi reprezintă o formațiune orogenă.

Grigoraș și Dăneț (1961) confirmă caracterul de fliș al șisturilor verzi pe baza sedimentării ritmice și a unor ornamentații de suprafață vizibile în pachetele detritice. Se consideră că aceste trăsături faciale trădează și caracterul de depozite sinorogene al șisturilor verzi.

Pe baza faptului că există „treceri frecvente de la gresii la șisturi pelitice și invers pe distanțe și grosimi reduse" Cosma et al. (1962, pag. 217) ajung la concluzia că regimul de sedimentare al șisturilor verzi este acela al unui facies de fliș.

Mirăuță (1964, 1965, 1969) consideră că după caracterele lor sedimentare șisturile verzi se apropie de faciesul de fliș.

Chiriac și Lăcătușu (1964) deduc caracterul de formațiune de fliș al șisturilor verzi din partea sudică a Dobrogei centrale, pe baza alternanței dintre șisturi și gresii, prezența sedimentației gradate, a conglomeratelor intraformaționale, a hieroglifelor, etc.

2. Implicațiile majore ale noțiunii de fliș

De la introducerea sa în literatura geologică, noțiunii de fliș i s-au atribuit semnificații diferite.

Inițial flișul a fost definit în special după caracterele sale lito-faciale. Această tendință s-a menținut considerîndu-se că flișul este o denumire facială a unui depozit marin cu grosime mare, constituit dintr-o alternanță de nenumărate strate arenitice și lutitice caracterizate prin prezența sau absența unor trăsături litologice și a unor structuri sedimentare (Sujkovski, 1957; Dzulynski, Smith, 1964).

De la Bertrand (1897) flișul este privit de numeroși geologi ca un depozit orogenic aparținînd ultimelor stadii ale geosinclinalului imediat precedent paroxismului major (van der Gracht, 1931). Se consideră că flișul urmează în continuitate de sedimentare depozitelor ne-terigene ale perioadei de vacuitate a geosinclinalului, depozitele de fliș caracterizînd perioada de umplere (Aubouin, 1965). În această concepție flișul nu este un facies ci o formațiune, noțiune geo-istorică (Vasoevici, 1951, 1958; Hvorova, 1958).

Mai recent, bazat pe analiza flișurilor poloneze, Ksiazkiewicz (1960) conclude că legăturile flișului cu orogeneza nu sînt suficiente pentru a stabili că flișul trebuie să fie neapărat preparoxismal. În concepția acestui autor depozitele de fliș pot să apară mai mult sau

Institutul Geologic al României

mai puțin înainte de paroxismul orogenic, sau să nu fie urmate de un paroxism.

Din cele de mai sus rezultă că aspectul de fliș al unor depozite nu implică și caracterul lor sinorogenic, preparoxismal; acest calificativ trebuind să se bazeze pe o argumentare faptică.

3. Șisturile verzi: facies sau formațiune de fliș?

În cadrul Proterozoicului superior din Dobrogea centrală există numeroase caractere sedimentare care subliniază faciesul de fliș al acestor depozite și anume: (1) alternanța monotonă de strate arenitice și strate lutitice; (2) suprafața bazală netă, în contrast cu trecerea gradată de la partea superioară a stratelor; (3) prezența urmelor mecanice la partea superioară a stratelor sau a mulajelor la baza stratelor; (4) granoclasarea unui mare număr de strate arenitice; (5) constanța grosimii și constituției stratelor; (6) grosimea totală mare (aproape 5000 m după M i r ă u ț ă, 1965) a seriei proterozoic-superioare.

Absența unor structuri sedimentare ca: urme de picături de ploaie, urme de pași de animale terestre și păsări, crăpături de uscare, stratificație oblică la scară foarte mare, ș.a. este considerată caracteristică pentru faciesul de fliș (D z u l y n s k i, S m i t h, 1964).

Anumiți autori (D z u l y n s k i, W a l t o n, 1965) consideră că raritatea ripple-marks-urilor este caracteristică flișului.

În concepția noastră prezența unui mare număr de ripple marks-uri de curent în șisturile verzi nu se opune denumirii faciale de fliș, întrucît ripple-marks-urile rezultă din activitatea normală a curenților. De altfel D i m i t r i j e v i ć (1967) constată că în flișul triasic dintre lacul Scutari și Marea Adriatică ripple marks-urile de curent apar în mod frecvent.

În cazul în care s-ar dovedi autenticitatea presupuselor ripple-marks-uri simetrice de oscilații, aceasta ar putea reprezenta un dubiu serios în legătură cu stabilirea apartenenței la faciesul de fliș a depozitelor proterozoic-superioare din Dobrogea centrală.

Pentru a califica Proterozoicul superior de care ne-am ocupat drept o formațiune de fliș ar fi absolut necesar să se constate că aceste depozite reprezintă stadiul final, preparoxismal al perioadei geosinclinale; să rezulte eventual că șisturile verzi urmează în continuitate unor depozite neterigene ale perioadei de vacuitate.

Dar situația geologică a depozitelor proterozoic superioare din Dobrogea centrală nu ne oferă argumente în vederea efectuării unei astfel de analize. Poziția discordantă a Ordovicianului pe șisturile verzi dedusă

Institutul Geologic al României

din relații observate în foraje (Murgeanu, Patrulius, 1963) constituie singura indicație pozitivă de care dispunem. Pe de altă parte poziția transgresivă a șisturilor verzi pe cristalin susținută de Cosma et al. (1962) nu corespunde caracteristicilor unei formațiuni de fliș. După Aubouin (1964) flișul este întotdeauna în continuitate de sedimentare cu seriile subjacente.

În sprijinul atribuirii denumirii de fliș a fost menționată prezența conglomeratelor la partea superioară a șisturilor verzi, în intenția de a le privi ca depozite de molasă care încheie ciclul geosinclinal. Inițial această idee a fost susținută de Atanasiu (1940) care, remarcînd prezența elementelor de șisturi verzi (pelite și gresii) în cadrul conglomeratelor cu elemente moi a dedus că conglomeratele sînt mai noi decît gresiile. Ulterior Mirăuță și Mirăuță (1964) au explicat caracterul intraformațional al acestor remanieri. Cît despre conglomeratele de tipul celor de la Sibioara se poate afirma că reprezintă faciesuri locale condiționate de existența ridicării intrageosinclinale evidențiată la Palazu Mare.

În concluzie sîntem de părere că în stadiul actual al cunoștințelor, a considera șisturile verzi drept o formațiune de fliș în sens geoistoric înseamnă a avansa o ipoteză nesusținută de suficiente argumente.

VIII. CORELAREA FACIALĂ A ȘISTURILOR VERZI

Pentru corelarea unor serii sărace în resturi organice se utilizează în mod obișnuit corelarea după caracterele faciale. Aceasta se aplică și depozitelor proterozoic-superioare din Dobrogea centrală în relațiile lor cu alte depozite presupuse sincrone.

1. Caractere faciale diagnostice

Cele mai importante trăsături descriptive ale Proterozoicului superior din Dobrogea centrală rezultă din aspectul global de fliș al acestor depozite.

Principalul caracter facial ce poate fi folosit în corelarea facială este ritmicitatea șisturilor verzi, ceea ce include alternanța arenitelor și lutitelor precum și prezența sedimentației gradate. După cum rezultă din analiza secvențială cele mai caracteristice sînt ritmurile subțiri și foarte subțiri, binare, incomplete-normale. Prezența laminației paralele, a mecanoglifelor, și a stratificației oblice (mai ales ca ripple-marks) constituie elemente auxiliare care prezintă numai unele indicații dacă sînt considerate separat. Alte indicații ar putea fi reprezentate de culoarea lutitelor

Institutul Geologic al României

verzui şi roşcate, dar mai ales a celor violacee, acestea din urmă avînd un aspect mai deosebit.

2. Şisturile verzi din Dobrogea centrală faţă de depozitele de la Tulcea (Monument)

Atanasiu (1940), este primul care consideră că sub conglomeratele triasice de la Monument (Tulcea) apar şisturi verzi identice cu cele din Dobrogea centrală. Această afirmaţie este susţinută de Grigoraş şi Dăneţ (1961) pe baza constituţiei lor petrografice; şi respinsă de Mutihac (1964) şi Iliescu, Mutihac (1965) pe considerente litologice şi paleotectonice.

Examinînd rocile de la Monument din punct de vedere facial se constată că ele diferă în mod semnificativ faţă de şisturile verzi din Dobrogea centrală. Deosebirea constă în lipsa evidentă a caracterului de fliş al depozitelor de la Monument, singura structură sedimentară care apare fiind laminaţia paralelă în cadrul rocilor lutitice.

Aceste deosebiri implică importante diferenţe privind ambianţa şi modul de transport şi sedimentare ale celor două tipuri de depozite. Se poate trage concluzia că, în ciuda unor asemănări petrografice, cele două depozite în discuţie nu aparţin aceleiaşi zone de facies. Concluzia noastră nu exclude posibilitatea ca cele două tipuri de depozite să reprezinte faciesuri sincrone, dar această afirmaţie trebuie să se bazeze pe argumente paleontologice.

3. Şisturile verzi din Dobrogea centrală faţă de depozitele de la N de Cataloi

Corelarea depozitelor care apar la obîrşia văii Mamut (N de Cataloi) este susţinută de Grigoraş şi Dăneţ (1961) pe baza conţinutului mineralogic asemănător.

Spre deosebire de rocile de la Monument, cele de la Cataloi prezintă unele caractere faciale de fliş, şi anume: (*a*) alternanţa gresiilor verzui-gălbui şi a pelitelor verzui cu aspect metamorfic, (*b*) existenţa limitei bazale nete a stratelor de gresii şi a trecerii gradate de la gresii la pelite şi (*c*) granoclasarea vizibilă în cadrul unor strate. Nu am constatat prezenţa structurilor caracteristice şisturilor verzi şi sîntem de părere că nu există suficiente argumente faciale pentru corelarea depozitelor în cauză. Dar concluzia noastră este mai puţin fermă decît în cazul depozitelor de la Monument (Tulcea).

Institutul Geologic al României

4. Elementele verzi din flișul și molasa Carpaților Orientali

Numeroși autori și-au exprimat părerea că elementele verzi din conglomeratele molasice miocene și din flișul extern al Carpaților Orientali reprezintă șisturi verzi dobrogene.

După M i r ă u ț ă (1964) și observațiile noastre, aceste elemente verzi sînt mult mai metamorfozate decît cele mai metamorfozate șisturi verzi din Dobrogea centrală. În cadrul elementelor verzi nu am putut observa nici un fel de structură sedimentară. Pînă cînd se va întreprinde un studiu comparativ chimic și mineralogic nu se poate afirma că elementele verzi provin sau nu din șisturile verzi dobrogene.

IX. CONTINUITATE SAU DISCONTINUITATE ÎN SERIA ȘISTURILOR VERZI

Separînd în șisturile verzi o serie inferioară și alta superioară, C o s m a et al. (1962) au considerat că în seria superioară sînt remaniate elemente ce provin din cea inferioară. Astfel s-a ajuns la concluzia existenței unei discordanțe între cele două serii de șisturi verzi. Această idee este însușită și de I l i e s c u și M u t i h a c (1964). Dar M i r ă u ț ă (1964, 1965) prezintă o subdivizare diferită pledînd pentru continuitate de sedimentare în cadrul Proterozoicului superior din Dobrogea centrală.

Cu privire la această problemă din studiul sedimentologic al șisturilor verzi rezultă următoarele :

1. Șisturile verzi considerate în întregime sînt unitare din punct de vedere genetic, în sensul că reprezintă depozite pelagice proprii bazinului de sedimentare și depozite grosiere introduse în mod ritmic în cadrul bazinului. O poziție deosebită o prezintă numai depozitele bazale ale ritmului de la Sibioara.

2. Se deosebesc două tipuri de elemente ruditice existente în șisturile verzi :

a) elemente rotunjite de roci cristaline provenind din ridicări subaeriene ale fundamentului care au procurat în mod continuu material detritic bazinului de sedimentare ;

b) fragmente de șisturi verzi (lutite și arenite) mai mult sau mai puțin rotunjite, în ruditele cu elemente moi ; aceste elemente apar în toată seria șisturilor verzi, de la bază pînă în partea superioară, și provin prin resedimentarea intraformațională datorată curenților.

Nici unul dintre aceste tipuri de elemente nu pot reprezenta argumente pentru existența unei discontinuități stratigrafice în cadrul șisturilor verzi.

Institutul Geologic al României

Se poate afirma că rezultatele cercetării sedimentologice executate în Dobrogea centrală sprijină ideea continuității de sedimentare în cadrul depozitelor proterozoic-superioare. De altfel în lucrări ulterioare și Cosma renunță la ideea discontinuității (Cosma et al., 1964) recunoscînd caracterul intraformațional al elementelor de șisturi verzi.

BIBLIOGRAFIE

Allen J. R. L. (1963 a) The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology* 2/2. Amsterdam.

— (1963b) Asymmetrical ripple-marks and the origin of water laid cosets of cross-strata. *Liverpool Manchester Geol. Jour.* 3/2, Liverpool.

— (1968) Current ripples. North-Holland. Amsterdam.

Atanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Soc. „D. Cantemir"* III. Iași.

Aubouin J. (1965) Geosynclines. Elsevier. Amsterdam

Bertrand M. (1897) Structure des Alpes françaises et reccurence des certains faciès sédimentaires. *C.r. Congr. Intern. VI-em. sess.* Zürich.

Birkenmajer K. (1958) Oriented flowage casts and marks in the Carpathian flysch and their relation to flute and groove casts. *Acta Geol. Polonica*, 8. Warszawa.

Cailleux A. (1945) Distinction des galets marins et fluviales. *Bull Soc. Géol. France*, V sér. 15/7 — 8. Paris.

— Tricart J. (1959) Initiation à l'étude des sables et galets, I. Paris.

Chiriac M., Lăcătușu A. (1964) Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi din partea sudică a Dobrogii centrale. *Stud. cerc. geol. geof. geogr.*, seria geol. 9/2. București.

Cline L. M. (1966) Late Paleozoic rocks of Ouachita Mountains, a flysch facies. *Kansas Geol. Soc.* Guidebook.

Cosma S., Teodoru I., Brestoiu C. (1962) Cercetări geologice în regiunea Ciamurlia de Sus-Dorobanțu. *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958 — 1959) București.

Craig J. I., Walton E. K. (1962) Sedimentary structures and paleocurrent directions from the Silurian rocks of Kirkcudbrightshire. *Trans Edinburgh Geol. Soc.* 19/1 Edinburgh.

Crowell J. C. (1955) Directional current structures from the prealpine flysch, Switzerland. *Bull. Geol. Soc. Am.* 66. New York.

— (1957) Origin of pebbly mudstones. *Bull. Geol. Soc. Am.* 68. New York.

Dimitrijević M. N. (1967) Sedimentologic problems of Middle Triassic Flysch in the terrains between Scutari Lake and the Adriatic Sea. *Bull. Géol. Inst. Géol. Montenegro* V. Titograd.

Duff P. McL. D., Hallam A., Walton E. K. (1967) Cyclic sedimentation. Elsevier. Amsterdam.

— Walton E. K. (1962) Statistical basis for cyclothems: a quantitative study of the sedimentary succession in the East Pennine coalfield. *Sedimentology* 1. Amsterdam.

Dumitriu Cristina (1967) Noțiuni și metode de sedimentologie. *Stud. tehn. econ.* Mineral.-Petrogr. Ser. I. 3.

Dunbar C. O., Rodgers J. (1957) Principles of stratigraphy, Wiley New York.

Institutul Geologic al României

Dzulynski S. (1963) Directional structures in flysch. *Studia Geol. Polonica*, XII. Warszawa.

— Slaczka A. (1959) Directional structures and sedimentation of the Crosno beds (Carpathian flysch). *Ann. Soc. Géol. Pologne* 28/3 Krakov.

— Ksiazkiewicz M., Kuenen Ph. H. (1959) Turbidites in flysch of the Polish Carpathians. *Bull. Geol. Soc. Am.* 70/ New York.

— Smith A. (1964) Flysch facies. *Ann. Soc. Géol. Pologne.* 34/1—2 Krakow.

— Walton E. K. (1965) Sedimentary features of flysch and graywacke. Elsevier. Amsterdam.

Fearnsides W. G. (1950) Introduction to rhythm in sedimentation. *Intern. Geol. Congress. Report 18th sess.* IV. London.

Gracht W. A. J. van Waterschoot (1931) Permo-Carboniferous orogeny in South-Central United States. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.* 15/9. New York.

Grigoraş N., Dăneţ I. (1961) Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi dobrogene. *Stud. cerc. geol.* VI/3. Bucureşti.

Hsu J. K. (1964) Cross-laminations in graded bed sequences. *Jour. Sed. Petrology.* 34/2 Tulsa.

Hvorova I. V. (1958) Upper Carboniferous Flysch and Lower Permian Molasse in the Urals. *Ecl. Geol. Helv.* 51/3. Basel.

Ianovici V., Giuşcă D. (1961) Date noi asupra fundamentului cristalin al Podişului Moldovenesc şi Dobrogii. *Stud. cerc. geol.* VI/1. Bucureşti.

Ianovici V., Giuşcă D., Mutihac V., Mirăuţă O., Ghiriac M. (1961) *Ghidul excursiilor. D. — Dobrogea.* Bucureşti.

Imbrie J., Buchanan H. (1965) Sedimentary structures in modern carbonate sands of the Bahamas. *Special. Publ. Soc. Econ. Paleont. Min.* 2 . Tulsa.

Jipa D. (1967 a) Some field data on the origin of the ripple marks in flysch deposits. *Carpatho-Balkan Geol. Ass. VIIIth Congr. Reports.* II. Belgrade.

— (1967b) Cross stratification as a criterion of paleocurrent direction in flysch deposits. *Scottisch Jour. Geol.* 3/2. Edinburgh.

— (1968a) On the classification and significance of ripple marks in flysch deposits. *Intern. Geol. Congress. Report 23d sess. Section* 8. Prague.

— (1968b) Azimuthal relationship between cross-stratification and current markings in flysch deposits: Upper Precambrian of Central Dobrogea, Romania. *Jour. Sedium. Petrology*, 33/1. Tulsa.

Kelling G. (1964) The turbidite concept in Britain. In Bouma A. H. and Brouwer A. (editors) Turbidites. Elsevier. Amsterdam.

— Walton E. K. (1961) Flow structures in sedimentary rocks: a discussion. *Jour. Geol.* 69. Chicago.

Ksiazkiewicz M. (1954) Graded and laminated bedding in the Carpathian flysch. *Ann. Soc. Géol. Pologne.* 22/4. Kraków.

— (1960) Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline. *Geol. Rundschau* 50. Stuttgart.

Kuenen Ph. H. (1951) Properties of turbidity currents of high density. *Special Publ. Soc. Econ. Paleont. Min.* 2. Tulsa.

— (1953) Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain. *Verh. Konikl. Ned. Akad. Wetensch. Affd. Natuurk. Sekt.* I. 20/3. Amsterdam.

— (1957) Sole markings of graded graywacke beds. *Jour. Geol.* 65/3. Chicago.

Institutul Geologic al României

— (1965) Experiments in connection with turbidity currents and clay-suspensions. *Colston Papers.* XVII. Bristol.
— (1967) Emplacement of flysch-type sand beds. *Sedimentology* 9. *Amsterdam.*
— Migliorini C. I. (1950) Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Jour. Geology.* 58/2. Chicago.
— Sanders J. E. (1956) Sédimentation phenomena in Kulm and Flözleers graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany. *Am. Jour. Sci.* 254. New Haven.
Lombard A. (1956) Géologie sédimentaires. Les séries marines. Masson Paris.
Mc Kee E. D. (1957) Flume experiments on the production of stratification and cross-stratification. *Jour. Sed. Petrology* 27. Tulsa.
— (1965) Experiments on ripple lamination. *Special Publ. Soc. Econ. Paleont. Min.* 12. Tulsa.
— (1966) Significance of climbing-ripple structure. *U. S. Geol. Survey. Prof. Paper.* 550-D. Wahington.
— Weir G. W. (1953) Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 64. New York.
Mirăuță O. (1964) Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu-Măgurele. *D. S. Com. Geol.* L/II (1962 — 1963). București.
— (1965) Stratigrafia și tectonica șisturilor verzi din regiunea Istria-Băltăgești (Dobrogea centrală). *D. S. Com. Geol.* LI/1 (1963 — 1964). București.
— (1966) Contribuții la cunoașterea formațiunilor paleozoice din partea sudică a munților Măcinului. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. ser. geol.* 11/2. București.
— (1969) Tectonica Proterozoicului superior din Dobrogea centrală. *An. Inst. Geol.* XXXVII. București.
Mirăuță O., Mirăuță E. (1962) Observații asupra structurii geologice a regiunii Baș-punar-Camena-Ceamurlia de Sus (Dobrogea). *D. S. Com. Geol.* XLIV. (1956 — 1957). București.
Moore R. C. (1950) Late Paleozoic cyclic sedimentation in the United States. *Intern. Geol. Congress. Report 18th sess.* IV. London.
Motaș C. I. (1913) Die Tuffitzone der Mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätten von Altin Tepe, ein Beispiel der Epigenese. Disertation. Berlin.
Murgeanu G., Patrulius D. (1963) Le Paléozoique de la platforme moésienne. *Ass. Geol. Karpato-Balkanique. VIeme Congr. Resumés des communications.* Varsovie--Cracovie.
Natland M. L., Kuenen Ph. H. (1951) Sedimentary history of the Ventura Basin. California, and the action of the turbidity currents. *Special Publ. Soc. Econ. Paleont. Min.* 2 Tulsa.
Peabody F. E. (1947) Current crescents in the Triassic Koenkopi formation. *Jour. Sed. Petrology* 17. Tulsa.
Peters K. (1867) Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. *Denk. der Math. Natur. Wiss. d. k. Akad.* XXVII.
Pettijohn F. J. (1957) Sedimentary rocks. Harper & Brothers. New York.
— Potter P. E. (1964) Atlass and glossary of the sedimentary structures. Springer-Verlag. Berlin.
Potter P. E., Pettijohn F. J. (1963) Paleocurrents and basin analysis. Springer-Verlag. Berlin.
Sanders J. E. (1965) Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. *Special Publ. Soc. Econ. Paleont. Min.* 12. Tulsa.

Institutul Geologic al României

Shrock R. R. (1948) Sequence in layered rocks. McGraw-Hill. New York.

Simons D. B., Richardson E. V., Nordin C. F. Jr. (1965) Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. *Special Publ. Soc. Econ. Paleont. Min.* 12. Tulsa.

Sujkowski Z. L. (1957) Flysch sedimentation. *Bull. Geol. Soc. Am.* 68. New York.

Ten Haaf E. (1959) Graded beds of the Northern Apennines. Thesis. Groningen.

Vasoevici N. B. (1951) Uslovia obrazovania flișa. Gostoptehizdat. Moskva-Leningrad.

— (1958) Der flysch — eine geo-historische Formation. *Eclogae Geol. Helv.* 51. Basel.

Wanless H. R., Weller I. M. (1932) Correlation and extend of Pennsylvanian cyclothems. *Bull. Geol. Soc. Am.* 43. New York.

Wood A., Smith A. J. (1959) The sedimentation and sedimentation history of the Aberystwyth Grits (Upper Llandoverian). *Quart. Jour. Geol. Soc. London.* 114/2. London.

Institutul Geologic al României

SEDIMENTOLOGICAL RESEARCHES IN THE UPPER PROTEROZOIC DEPOSITS (GREENSCHISTS) OF CENTRAL DOBROGEA

(Summary)

Almost all the researchers acknowledged the sedimentary character of the greenschists from Central Dobrogea (Romania). The series was so named due to the incipient metamorphism which determined the transformation of the clay material into chlorite.

The greenschists commonly consist of rhytmically alternating arenites and lutites. According to I o n e s c u B u j o r (1936), the arenites belong to the graywacke family of lithic or feldspathic character (G r i g o r a ş, D ă n e ţ, 1961; M i r ă u ţ ă, 1965). There also occur facies almost completely lutaceous or rudaceous, but their limited development does not affect the facial uniformity of the greenschists.

The Upper Proterozoic age suggested by the occurrence of folded greenschists directly underlying Ordovician deposits (M u r g e a n u, P a t r u l i u s, 1961), is supported by the results of the palynological analysis (I l i e s c u, M u t i h a c, 1965).

The Upper Proterozoic deposits, not very severely folded during the Assyntian orogenesis (M i r ă u ţ ă, 1969), are uplifted between the two lower blocks of North and South Dobrogea.

Sedimentary sequences

A personal scheme adapted after L o m b a r d (1956) has been applied in analysing the greenschist sequences. The folowing terminology was used:

(1) Complete rhythm (for example ABCDE), representing all the consanguineous units in their natural order, observed in the sedimentary series;

(2) normally-incomplete rhythm with lower units missing but the present ones in normal order (for example BCDE, CDE or DE);

(3) accidentally-incomplete rhythm with intermediate and/or especially final units missing (for example ACD or BCD).

The absence of some units is therefore considered as the result of normal grounds (their initial absence at the source, differential sedimentation) or accidental grounds (erosion).

A complete rhythm in the Upper Proterozoic of Central Dobrogea consists of the following units: (1) rudites, (2) rudaceous arenites, (3) coarse and medium-grained arenites, (4) fine-grained arenites and (5) lutites.

The measurements carried out indicate (Fig. 1) the binary, normally-incomplete rhythms (fine arenite-lutite) as the most frequent sedimentary sequence (Plate I, Fig. 1). The accidentally-incomplete rhythms are less frequent (11,2 %), while the normal ones are very scarce (1,9 %).

Institutul Geologic al României

When the material is graded bedded the modal binary rhythms bear some resemblance to the varves (Plate I, Fig. 2).

The thick, apparently homogeneous beds in the coarser-grained facies often represent several independent rhythms (Fig. 2).

A macro-rhythm several tens meters thick has been observed showing a gradual passage from a basal ruditic unit to an upper, fine flysch unit (Fig. 3).

Graded bedding

The clastic material of the Upper Proterozoic deposits is, for the most part, simply and normally graded bedded (Fig. 4 A, Plate I, Fig. 3). The grading may also be continuous or discontinuous (Fig. 4 B, C), and sometimes is observed only at the arenite-lutite boundary (Fig. 4 D). Pensymmetrical graded bedding has been seldom remarked (Fig. 4 E).

Grading is often associated with parallel or even cross-lamination (Fig. 4 F, G, H; Fig. 5). Other times, particularly in the case of thin binary rhythms, the graded beds (Plate I, Fig. 1, 2) and the cross-laminated ones do not mix but show a clear-cut differentiation (Plate II, Fig. 2).

Usually, at the upper part of the bed there is a gradual transition between arenites and lutites. It was observed that this feature may vary from one bed to the next one (Plate II, Fig. 1), or even laterally in the same bed (Plate II, Fig. 2).

Cross-lamination

The cross-lamination in the deposits investigated occurs as (1) ripple lamination, (2) tabular cross-lamination and (3) trough cross-lamination.

With one possible exception the observed ripples are all produced by the action of the current. Their transversal profile may be symmetrical, asymmetrical, and occasionally inverted-asymmetrical (Plate VI).

Considered in the ground plane, the crests of the ripples may be straight, trochoidally or sinusoidally undulated and crescentic. No linguoid ripple marks have been noticed. Sometimes the crescentic cross-laminae appear in rows parallel with the direction of the current simulating directional ripples (Fig. 6).

As a rule, the ripple marks investigated are small scale features. Occasionally, larger ripples (about 10 cm thick) have been observed.

In vertical section parallel with the direction of the current, the internal structure of the ripples consists of foreset laminae belonging to the accretionar type (I m b r i e, B u c h a n a n, 1965), or less frequently of ripple laminae (M c K e e, 1965).

Considering their position, ripple marks (1) at the base, (2) within (seldom observed) and (3) at the upper part of the bed have been distinguished (Fig. 7, Plate II, Fig. 3, 4). These types also correspond to certain textural and structural charact rs of the beds they are connected with. Thus, in contrast with the ripple marks at the base, the ripples at the upper part appear in thicker beds with coarse-grained and graded material. The values of the azimuthal dispersion and those of the discrepancy between ripples and current marking orientation are also greater for the ripples at the upper part of the beds.

During our research work, some marks resembling wave oscillation ripples have been observed in only one place (north of Istria). This structure occurs as sharp crests separated by rounded troughs (Plate III, Fig. 2). It was not possible to observe internal lamination even in polished sections so that the identity of the mentioned marks is still doubtful.

Institutul Geologic al României

Two aspects of the tabular cross-lamination appear in the deposits studied, namely (1) tabular units with normally dipping foresets (Fig. 8) and (2) with very gently sloping foresets (Fig. 9).

The trough cross-lamination is common in the greenschists, formed either in sedimentary or in erosional depressions (Fig. 10).

Current markings

A large number of current markings occurs in the Upper Proterozoic deposits of Central Dobrogea. The lutites are hard enough to preserve the marks made by currents (Plate IV, Fig. 1) The moulds are by far less common (Plate IV, Fig. 2), occurring in association with thicker arenitic beds.

Scour, as well as tool markings have been noticed. Special attention was paid to the flute marks which display a variety of forms and patterns (Fig. 15). In transversal section they appear as small bags, sometimes isolated, filled up with arenitic material (Plate I, Fig. 3). Large flute moulds may occasionally occur in the coarser-grained but still rhythmical facies (Plate IV, Fig. 3).

In many cases small scale, slightly irregular channels have been observed (Fig. 16).

Longitudinal ridges are present too, consisting of fine, parallel and closely spaced marks, continuous or rhythmically discontinuous.

Two divergently superposed sets of scour marks (Plate IV, Fig. 4) or scour marks directly upon ripple marks (Plate V, Fig. 1) have been sometimes encountered.

Drag marks are the most frequent tool markings (Plate V, Fig. 2). Prod marks (Plate V, Fig. 3), chevron marks and scarce bounce marks do also occur.

Other sedimentary structures

Structures generated by sedimentary slumping (Fig. 11 and 12), convolute lamination (Fig. 13) and parting lineation have been seldom observed in the studied deposits.

Due to the alternating fine and coarse-grained deposits, loading is a usual phenomen.

Sedimentary features of the rudites

In the Upper Precambrian deposits of Central Dobrogea the rudites belong to the following types : (1) intraformational rudites, (2) orthorudites and (3) pararudites.

The intraformational rudites made up of lutaceous pebbles embedded in an arenaceous matrix are very frequently met with (Plate III, Fig. 3). Obviously the pebbles are resulting from the resedimentation of the lutites alternating with arenites.

The lutite pebbles are moderately rounded, the rudites seeming intermediate between breccias and conglomerates. The pebble grain size distribution (matrix not included) is well sorted (So=1.91—1.96) and slightly skewed towards the coarser-grained fraction.

Usually the lutite pebbles are scattered within the arenaceous beds, and only seldom the resedimented rudites represent independent accumulations.

In some cases the lutite pebbles are laying parallel with the schistosity, looking like tectonic „edgewise" rudites.

The orthorudites consist mainly of quartzite pebbles, sometimes imbricated, with a coarse-grained arenaceous matrix. The sorting index (So) of the rudaceous elements has values between 1.85 and 1.90, while their skewness indicates a slight prevalence of the finer rudaceous fraction.

Institutul Geologic al României

The roundness index (Cailleux, 1945) presents modal values between 100 and 200. The elongation and disymmetry are very small (Fig. 14). According to the data obtained, the abrasion environment was rather a river than a beach (C a i l l e u x, 1945).

The pararudites (Pettijohn, 1957) or pebble mudstones (Crowell, 1957) are characterized by pebbles similar to the orthorudaceous ones embedded in a prevalent lutaceous matrix, and also by the complete lack of any internal structure (Plate III, Fig. 4).

Behaviour of sedimentary structures under metamorphic influence

A thin basal part of the greenschists consists of chloritic schists in alternance with quartzites, showing a clear-cut slightly metamorphic (epizonal) influence. The metamorphic effect is gradually appearing, so that it was possible to follow the differential disappearance of the sedimentary structures.

From this viewpoint the most delicate structure under the weakiest metamorphic influence is represented by current markings (Fig. 17). Although infrequently observed, the cross-lamination and graded bedding persist in the slightly epizonal rocks. The transition arenite-lutite was also noticed in the metamorphic facies. The parallel lamination is the most resistant as regards the metamorphic effect. Likewise, the intraformational rudites do not seem to be significantly transformed under the metamorphic influence.

On the whole, the structures in arenites clearly appear to be less resistant to metamorphism as compared to the structures in lutites.

Main paleocurrent trends

Several important trends are made evident by the current map of the Upper Proterozoic deposits (Fig. 18). The main paleocurrent system includes mostly directions towards the west. Less important current systems indicate flowing directions towards (1) the north (including NW and NE), (2) the east (then exactly opposed to the main trend) and (3) the south (very few directions).

Sedimentary load and grain size versus current direction

Assuming the thickest and coarser-grained beds as representing currents with great competency and capacity, the orientation of the directional structures pertaining to these beds has been separately represented (Fig. 19). So it became evident that the most powerful currents, acting in the area represented by Central Dobrogea, were flowing northwards (including NW and NE). The main current system incorporates only a smaller number of this kind of currents.

On the other hand, the paleocurrents flowing eastwards are almost always represented by thin, fine arenaceous beds, that is by a small and fine-grained sedimentary load.

Erosional and depositional directional structures

In the Upper Proterozic deposits of Central Dobrogea the current markings are the most abundant directional features, so that the paleocurrent map is relying on this kind of structures. But do these erosional structures also indicate the sediment supply and consequently the source areas? That is why the azimuthal correspondance between current markings and cross-lamination (an actual depositional feature) has been investigated. The study was carried out

Institutul Geologic al României

by (1) direct comparison between structures pertaining to the same sedimentation unit, and (2) indirectly comparison between groups of erosional and depositional directional data.

Some important angular divergence up to 86° has been pointed out by direct comparison (Fig. 20). But the bulk of data presents small values indicating angular agreement between the two kinds of structures.

The maps and rose-diagrams based on current markings and cross-lamination (Fig. 21 and 22) also indicate that the erosional structures may confidently be used in analysing the sediment supply.

Source-Areas of Clastic Material

The four main current trends indicate the existence of four source-areas of sedimentary material. Obviously the eastern source, which supplied about 50% of the clastic material, was the most important.

The southern source-area probably was the nearest by our investigation area, that is why this source provided an important volume of coarser-grained material laid down as thick beds.

Assuming that the coarser-grained material was exhausted along a great distance of transport and only the finer-grained sediment reached our area, we might consider the western source-area as the farther one.

Transport and Sedimentation

Cross-lamination, current markings and other structures attest the importance of the currents for the transport and sedimentation of the material constituting the Upper Proterozoic deposits of Dobrogea. The frequent graded beds point out the suspension transport of the particles. The traction transport was also important, as indicated by the presence of the ripple marks with foreset laminae. The ripple laminae have been generated by the combined action of the two kinds of transport (McKee, 1965, Sanders, 1965).

Evidently the arenaceous material was partly transported in the lower flow regime (Simons et al., 1965), mostly in the ripple phase, but occasionally even the dune phase was reached (Fig. 23). Parting lineation and some of the parallel laminae indicate a higher energy level, namely the smooth phase of the upper flow regime.

The lutites are probably the end product of the graded bedding. It is assumed that they also resulted from pelagic sedimentation.

The laying down of the pebble mudstones is rationally explained by the intervention of the submarine sliding. The existence of this phenomenon is underlined by the presence of the sliding structures.

Turbidity and Normal Currents

The turbidity currents played an important part in the sedimentogenesis of the Upper Proterozoic deposits of Central Dobrogea. Important features such as rhythmicity, graded bedding, current markings, current pattern are fitted together into a convincing explanation owing to the turbidity current hypothesis.

The origin of the ripple marks at the base of beds consisting of fine grained, thin bedded and non-graded material might be explained by the intervention of the normal bottom currents. But these features might also be interpreted as a result of waning turbidity currents (Kuenen, 1967).

Institutul Geologic al României

Paleomorphology and the Sedimentary Basin

The extension of the Upper Proterozoic sedimentary basin was much larger than the Central Dobrogea area. The prevalence of the paleocurrents flowing westwards evidences that in this direction the basin was especially prolonged.

According to the coexistence in time and space of the four main paleocurrent trends, the present-day outcropping area represents a flat bottom surface of the basin.

The existence of the southern source-area, acting as an intrageosynclinal cordillera, was made evident not only by sedimentological investigations but also by drillings.

According to our data the mesozonal metamorphic rocks cropping out at the northern boundary of the greenschist area were not uplifted in the Upper Proterozoic.

Flysch Character of the Upper Proterozoic Deposits of Central Dobrogea

With the exception of the presumed oscillation ripples, the above described sedimentary features point out the flysch facies of the deposits investigated.

In our opinion one cannot consider, without additional arguments, that a flysch facies would represent in the same time a flysch formation, that is an orogenic synparoxismal deposition. From this point of view the geological situation of the greenschists does not offer any convincing arguments. We are not able therefore to regard the Upper Precambrian deposits of Central Dobrogea as representing or not representing a flysch formation.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

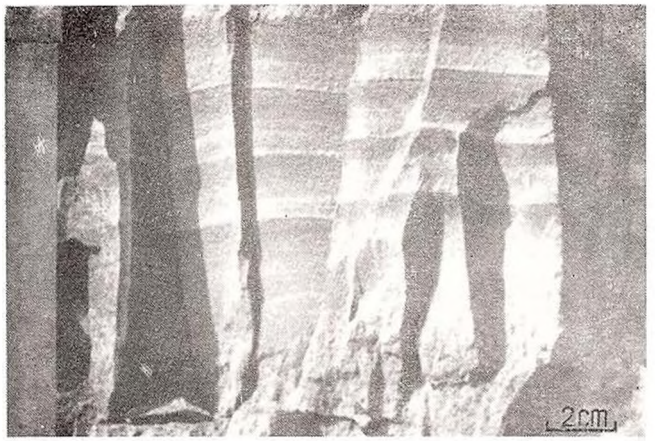
Fig. 1. — Ritmuri binare subțiri (arenit fin-lutit) caracteristice șisturilor verzi dobrogene. Carierele de la halta Istria.
Thin binary rhythms (fine arenite-lutite) characteristic of Dobrogean greenschists. Quarries nearby the Istria railway station.

Fig. 2. — Ritmuri binare subțiri, asemănătoare varvelor. Istria.
Thin binary rhythms resembling varves. Istria.

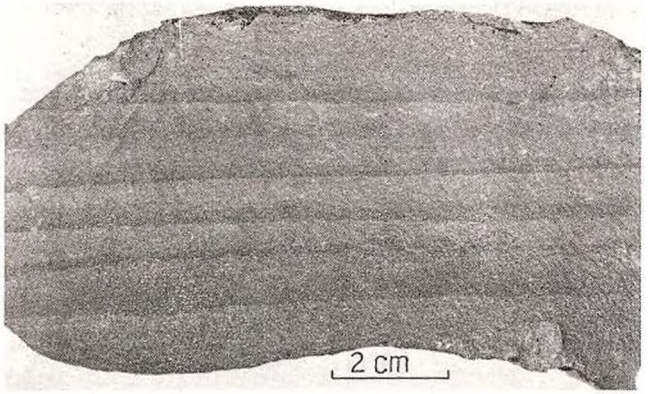
Fig. 3. — Strat cu granoclasare simplă, normală, continuă. De remarcat limitele bazale nete și neregulate ale stratelor, reprezentînd flute cast-uri ușor tasate, secționate vertical.
Bed showing a continuous, normal and simple graded bedding. To be noticed the clear-cut and irregular basal boundaries of layers representing slightly settled vertically sectioned flute casts.

Fig. 4. — Secvențe binare în depozite granoclasate, fin granulare. De notat relațiile dintre arenit (culoare deschisă) și lutit (culoare închisă), între care există la unele strate trecere gradată, iar la altele limita netă (stratul din partea inferioară a fotografiei). Sud de Năvodari.
Binary sequences in fine-grained graded bedded deposits. To be noticed relationships between arenite (light-coloured) and lutite (dark-coloured), some of them showing gradded transition, and others a clear-cut boundary (the layer from the lower part of the photograph). South of Năvodari.

Institutul Geologic al României



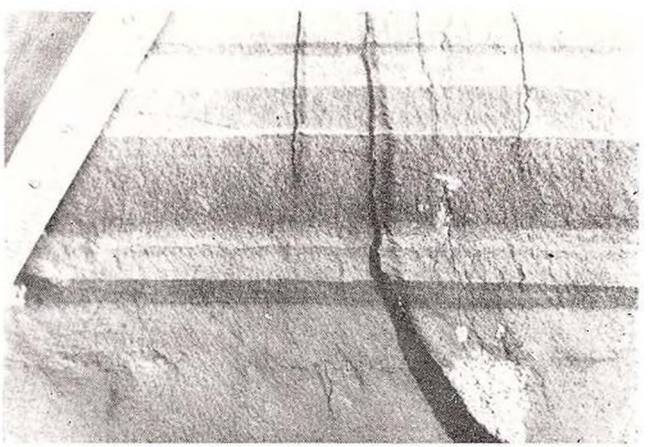
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

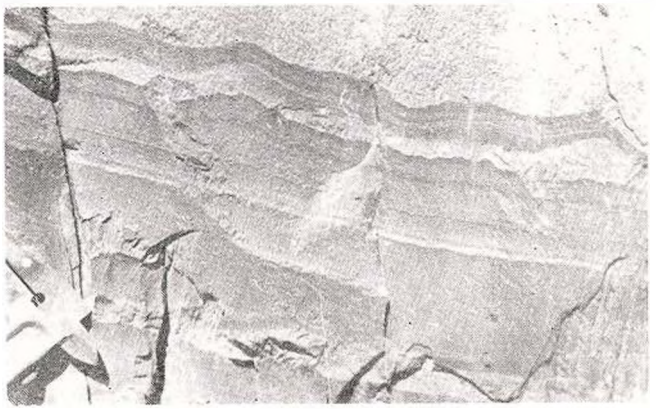
Fig. 1. — Secvențe predominant lutitice și baza unui strat arenitic gros cu slabe forme de tasare diferențială. De observat stratul aflat imediat sub depozitul arenitic gros : în partea stîngă a fotografiei se trece gradat de la arenit la lutit, pe cînd în extrema dreaptă limita este netă (datorită existenței laminației oblice). Carierele de la halta Istria.
Predominantly lutaceous sequences and the base of a thick-arenaceous layer with slight forms of differential settlement. To be noticed the layer underlying the thick arenaceous deposit : on the left side of the photograph the arenite is gradually passing into lutite, whereas in the extreme right side, the boundary is clear-cut (due to the existence of the cross-lamination). Quarries nearby the Istria railway station.

Fig. 2. — Aspect caracteristic secvențelor de strate cu laminație paralelă și oblică, dar lipsite de granoclasare. SE de Vulturu.
Features characteristic of the sequences of strata showing a parallel and cross-lamination but lacking graded bedding. SE of the Vulturu locality.

Fig. 3. — Ripple-marks-uri cu lamine frontale la partea superioară a stratului. De notat creșterea înclinării laminelor frontale dinspre amontul spre avalul ondulației. Sensul curentului : dinspre partea dreaptă spre partea stîngă a fotografiei. Dealul Colțanii Dulbonci, Casimcea.
Ripple-marks with foreset laminae at the upper part of the bed. To take into account the increasing sloping of laminae downwards the wave oscillation. Orientation of the current : from the right side to the left side of the photograph. Colțanii Dulbonci Hill, Casimcea area.

Fig. 4. — Ripple-marks-uri asimetrice, la partea superioară a unui strat arenitic. Direcția curentului : din stînga-sus spre dreapta -jos. Dealul Mormintelor, Mihai Viteazu.
Asymmetrical ripple-marks at the upper part of an arenaceous bed. Orientation of the current : from the left side above towards the right side below. Morminte Hill, Mihai Viteazu area.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Fig. 1. — Ripple-marks-uri asimetrice la baza stratului. De observat deosebirile față de ripple-marks-urile din figura precedentă : dimensiuni mai mici, neregularitate mai mare a crestelor. Sensul curentului : din partea superioară spre partea inferioară a fotografiei. Dealul Colțanii Dulbonci, Casimcea.
Asymmetrical ripple-marks at the bottom of the bed. To notice differences as compared to ripple-marks of the Plate II, Fig. 4 : smaller size, a more pronounced irregularity of crests. Orientation of the current : from the upper towards the lower part of the photograph. Colțanii Dulbonci Hill, Casimcea area.

Fig. 2. — Ondulații simetrice, de tipul ripple-marks-urilor formate prin mișcarea oscilatorie a valurilor. Movila Cabaiuc, N de Istria.
Symmetrical undulations of the ripple-mark type formed by the wave oscillation movements. Cabaiuc Hillock, North of Istria.

Fig. 3. — Rudite cu elemente moi : fragmente de lutite resedimentate intraformațional, prinse intr-o matrice arenitică. Malul vestic al lacului Istriei.
Rudites with soft elements : intraformationally resedimented lutite fragments embedded in an arenaceous matrix. Western shore of the Istria lake.

Fig. 4. — Pararudite : elemente bine rotunjite, mai ales cuarțitice, prinse intr-o matrice lutitică care predomină cantitativ. Valea Casimcei, Palazu Mic.
Pararudites : well-rounded elements, particularly the quartzitic ones, embedded in a quantitatively predominating lutaceous matrix. Casimcea valley, Palazu Mic area.

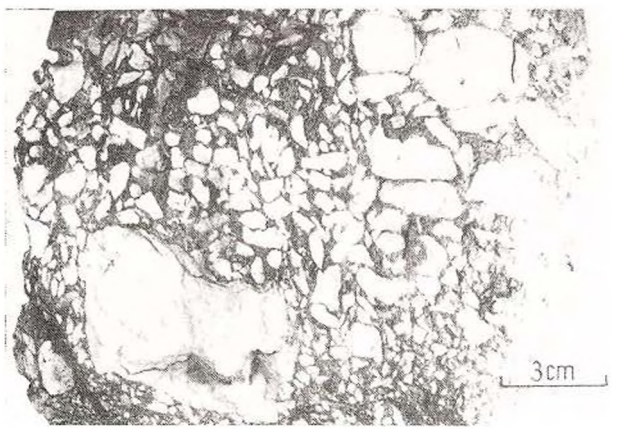
Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Fig. 1. — Urme linguoide de eroziune (flute marks) la partea superioară a unui strat lutitic. Sensul curentului : din partea dreaptă spre partea stîngă a fotografiei. Se observă goluri cu contur pătratic rezultate prin îndepărtarea cristalelor de pirită. Movila Cabaiuc, N de Istria.
Linguoid erosion traces (flute marks) at the upper part of a lutaceous bed. Orientation of the current : from the right side to the left side of the photograph. There are observed square-shaped voids resulted from the removal of pyrite crystals. Cabaiuc Hilloc, North of Istria.

Fig. 2. — Mulaje ale urmelor linguoide de eroziune (flute casts) la baza unui strat arenitic. Sensul curentului : din partea inferioară spre partea superioară a fotografiei. Valea Rîmnicului, Colelia.
Moulds of linguoid erosion traces (flute casts) at the base of an arenaceous bed. Orientation of the current : from the lower to the upper part of the photograph. Rîmnic Valley, Colelia area.

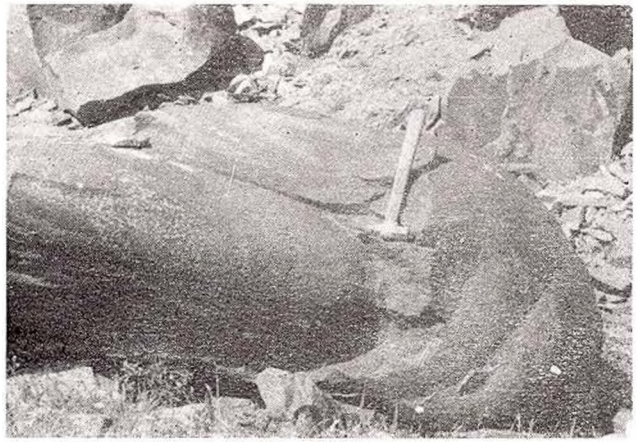
Fig. 3. — Flute casts de dimensiuni foarte mari. Sensul curentului : din partea dreaptă spre partea stîngă a fotografiei. Dealul Colțanii Dulbonici, Casimcea.
Large-sized flute casts. Orientation of the current : from the right side to the left side of the photograph. Colțanii Dulbonici Hill. Casimcea area.

Fig. 4. — Riduri longitudinale suprapuse peste flute marks. Beidaud.
Longitudinal ridges overlying flute marks. Beidaud.

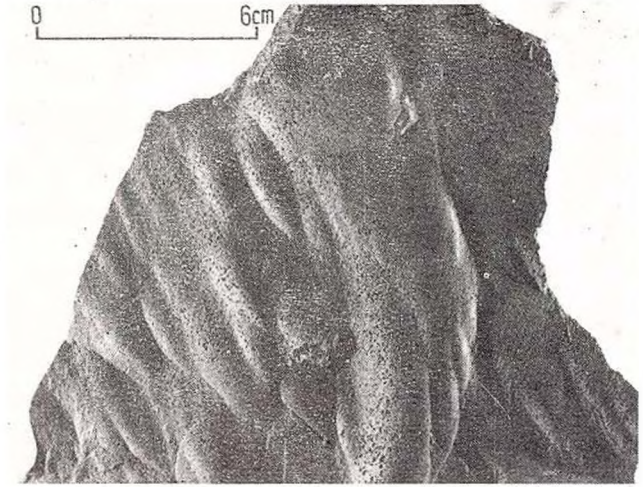
Institutul Geologic al României



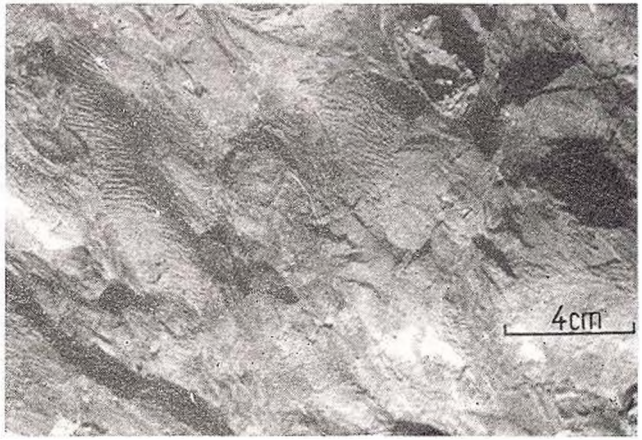
1



3



2



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA V

Fig. 1. — Riduri longitudinale suprapuse peste ripple-marks. Dealul Colțanii Dulbonci, Casimcea. Longitudinal ridges overlying ripple-marks. Colțanii Dulbonci Hill, Casimcea area.

Fig. 2. — Urme paralele de dragaj, la partea superioară a unui strat lutitic. Cogealac. Parallel drag marks in the upper part of a lutaceous bed. Cogealac.

Fig. 3. — Urme de înfigere (prod marks) la partea superioară a unui strat lutitic. Sensul curentului din partea stîngă spre partea dreaptă a fotografiei. Războieni, N de Casimcea. Prod marks in the upper part of a lutaceous bed. Orientation of the current : from the left side to the right side of the photograph. Războieni, North of Casimcea.

Fig. 4. — Riduri de dragaj (chevron marks) la partea superioară a unui strat lutitic. Sensul curentului din partea stîngă spre partea dreaptă a fotografiei. Dealul Islaz, Mihai Viteazu. Chevron marks in the upper part of a lutaceous bed. Orientation of the current from the left side to the right side of the photograph. Islaz Hill, Mihai Viteazu area.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VI

Clasificarea ripple marks-urilor din depozitele de fliș, întocmită în special pe baza observațiilor efectuate în Proterozoicul superior din Dobrogea centrală.
Classification of ripple marks in the flysch deposits carried out particularly on the basis of observations made in the Upper Proterozoic from Central Dobrogea.

Institutul Geologic al României

TIPURI MORFOLOGICE

FORMA PROFILULUI TRANSVERSAL

- RIPPLE MARKS ASIMETRICE
- RIPPLE MARKS SIMETRICE
- RIPPLE MARKS INVERS - ASIMETRICE

MODELUL CRESTELOR

- RIPPLE MARKS DREPTE
- RIPPLE MARKS ONDULATE
 - SINUSOIDALE
 - TROCOIDALE
- RIPPLE MARKS SEMILUNARE
- RIPPLE MARKS LINGUOIDE

ORIENTAREA CRESTELOR

- RIPPLE MARKS TRANSVERSALE
- RIPPLE MARKS OBLICE
- RIPPLE MARKS DIRECTIONALE

MARIMEA ONDULAȚIILOR

- RIPPLE MARKS LA SCARA MICA
- RIPPLE MARKS LA SCARA MARE

TIPURI STRUCTURALE

BI DIMENSIONALE

- LAMINE FRONTALE
- LAMINE ONDULATE

TRI DIMENSIONALE

- LAMINE DREPTE
- LAMINE ONDULATE
 - SINUSOIDALE
 - TROCOIDALE
- LAMINE SEMILUNARE
- LAMINE LINGUOIDE

TIPURI STRATONOMICE

POZITIA STRATONOMICA A ONDULATIILOR

- RIPPLE MARKS LA PARTEA SUPERIOARA A STRATELOR
- RIPPLE MARKS IN INTERIORUL STRATELOR
- RIPPLE MARKS LA BAZA STRATULUI

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Instit. Geol.

CARACTERELE CHIMICO-MINERALOGICE ALE BAUXITELOR DIN MASIVUL PĂDUREA CRAIULUI

DE

VICTOR CORVIN PAPIU, SILVIA MÎNZATU, VASILE IOSOF, CONSTANȚA UDRESCU, RADU GIUȘCĂ[1]

Abstract

Chemical Mineral Characters of Bauxites in the Pădurea Craiului Massif. The complex chemical mineralogical study arried out on the bauxites from the Pădurea Craiului Massif allowed to divide these rocks into two groups; bauxites with primary characters due predominantly to the sedimentary process and to the primary diagenesis, and bauxites with secondary characters determined by epigenesis with or without hydrothermal supplies, as well as by superficial alteration. In the first group, according to the ratio Fe_2O_3 :FeO, three subgroups have been distinguished: ferric bauxites (> 20), ferri-ferrous bauxites (4 — 8) and ferrous bauxites (<4). The existence of two genetical series: hematite, leptochlorite (red-green-cherry coloured bauxites), and goethite-sulphide (brown-black-cherry coloured bauxites) has been established too. Bauxites of the second group comprise bauxites iron-leached in various degrees due to supergene and juvenile processes, as well as the metamorphosed ones. The result of the chemical mineralogical and petrographical investigations confirm the hypothesis assumming the derivation of these rocks from the basic eruptive material subjected to alteration, this fact being also substantiated by both their content in minor elements and by their nature. The subsequent processes especially those determined by juvenile supplies have fundamentally modified these characters.

Studiul petrologic complex executat în cadrul Institutului geologic asupra bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni) a condus la stabilirea constituției chimico-mineralogice a diferitelor tipuri litologice de bauxite și, ca urmare, la întocmirea unei judicioase clasificări a acestor roci în care se reflectă deopotrivă alcătuirea ca și condițiile lor de geneză.

[1] Institutul geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

Institutul Geologic al României

Acest studiu a fost efectuat prin corelarea datelor obținute cu diferite metode de cercetare fizică (optică, în lumină transmisă și în lumină reflectată[2]), termodiferențială, roent genografică și spectrografică, precum și prin analize chimice complete[3] urmate de calcule cristalochimice.

Materialul cercetat provine în parte din colectare directă din aflorimente și mai ales din lucrările miniere, actuale și mai vechi, și în parte de la IGEX, prin Gr. Jacotă. Acest material a fost colectat din următoarele sectoare ale masivului: Zece Hotare (Schireaua, Cornet, Aștileu, Ponița, Brusturi, Brejești-Vîrciorog), Roșia-Albioara, Lunca Sprie și Remeți.

I. DATE BIBLIOGRAFICE

Cercetarea alcătuirii chimico-mineralogice a bauxitelor din masivul Pădurea Craiului, importante minereuri de aluminiu, nu a fost făcută pînă în prezent în mod sistematic, datele anterioare avînd un caracter sporadic și parțial.

În anul 1905, Szadeczki le recunoaște pentru prima oară natura bauxitică, scoțînd în evidență valoarea lor economică, atribuindu-le originea hidrotermală, legată de magmatismul banatitelor și prezentînd primul și cel mai dezvoltat studiu chimic și mineralogic dinainte de primul război mondial.

În anul 1908, Lahmann emite opinia genezei metasomatice, iar Pauls (1913) le aplică teoria genezei reziduale, pe seama calcarelor jurasice, opinie care este apoi susținută de Rozlozsnik (1916) și admisă de majoritatea geologilor ce au abordat studiul acestui sector al Munților Apuseni.

Între cele două războaie mondiale, singurele lucrări care privesc chimismul și mineralogia bauxitelor din masivul Pădurea Craiului aparțin lui Vadász (1924) și Elizei Leonida Zamfirescu (1931).

Primul autor prezintă un studiu succint mineralogic și geologic, cu analize chimice, și citează faptul că Szabo și Neugebauer (1924) au recunoscut roentgenografic boehmitul și hematitul. Autorul deosebește în analize, bauxitele albe caolinoase (afînate) de cele diasporice (compacte).

[2] Cu concursul dat de Livia Steclaci de la Institutul de Petrol Gaze și Geologie, București.

[3] Executate în laboratorul Intreprinderii geologice de prospecțiuni a C. S. G., București.

Institutul Geologic al României

Executînd primul studiu chimic asupra bauxitelor din țara noastră, pe materialul furnizat de Protescu și studiat petrografic de Kräutner (principalul cercetător al geologiei masivului Pădurea Craiului), Eliza Leonida Zamfirescu prezintă o seamă de analize complete de bauxite de diferite tipuri litologice, trăgînd concluzii în legătură cu geneza acestora. Se scoate în evidență faptul că, cu cît bauxitele sînt mai deschise la culoare, cu atît conțin o cantitate mai mică de fier, făcîndu-se supoziția că sursa de origine a aluminiului poate fi legată și de rocile cristaline feldspatice de diferite tipuri, ale Munților Apuseni. Se admite însă și se documentează geneza reziduală.

După cel de al doilea război mondial, studiul geologic al masivului Pădurea Craiului este reluat de numeroși cercetători, care aduc importante aporturi stratigrafice, fără a aborda, în genere, problema chimismului și mineralogiei bauxitelor (Răileanu, 1957; Patrulius, 1956; Pauliuc, 1958; Preda, 1962). Singur Patrulius[4] dă o clasificare a bauxitelor în funcție de structură (varietăți oolitice și pisolitice, pelitomorfe și brecioase), de culoare și de anumite particularități chimico-mineralogice (prezența oxizilor de fier, a piritei, a mineralelor argiloase).

Ca obiective miniere, IGEX a executat o seamă de lucrări care au contribuit la clarificarea problemelor ridicate de forma de zăcămînt și de ocurența bauxitelor. Totodată a fost executat și un volum impresionant de analize chimice, asupra probelor medii de bauxită extrase din aceste lucrări, analize ce urmează a fi prelucrate pe calea statisticii matematice.

Papacostea (1956)[5] și Ioanidu (1963)[6] execută o seamă de cercetări microscopice asupra bauxitelor din masivul Pădurea Craiului, iar Dăneț și Drăghici[7], studiind termodiferențial atît bauxitele cît și rocile argiloase asociate, recunosc prezența diasporului și caolinitului.

[4] D. Patrulius. Raport asupra bauxitelor din partea centrală a Pădurii Craiului. 1954. Arh. Inst. Geol. București.

[5] Clarissa Papacostea. Studiul microscopic al bauxitelor din Pădurea Craiului. 1956. Arh. Inst Geol. București.

[6] Cristina Ioanidu. Raport asupra studiului petrografic-mineralogic al zăcămîntului Pădurea Craiului. 1963. Arh. Inst. Geol. București.

Cristina Ioanidu. Raport privind documentarea mineralogică și petrografică a lucrărilor de exploatare din șantierul ISEM (Pădurea Craiului). 1964. Arh. Inst. Geol. București.

[7] T. Dăneț, I. Drăghici. Studiul termic al bauxitelor din Pădurea Craiului. 1955. Univ. „C. I. Parhon". București.

Institutul Geologic al României

Treiber (1960), aplicînd metoda DTA, determină în bauxita roşie de la Călăţea, cantităţi ridicate de diaspor alături de cantităţi mici de gibbsit, caolinit în cele roz şi albe, iar în cele ,,împestriţate", alunit şi siderit.

Acelaşi autor (1965) prezintă un studiu complex asupra bauxitei de la Faţa Arsă (Valea Iadului) în care recunoaşte diaspor şi subordonat gibbsit, cum şi alumogel (orizontul mijlociu) şi carbonat de calciu (orizontul inferior). Fierul este fixat în pirită şi oxizi, iar silicea apare sub formă ,,legată" sau amorfă.

În urma studiilor complexe întreprinse în ultimii ani în cadrul Institutului geologic s-au adus o seamă de precizări asupra alcătuirii bauxitelor şi rocilor ce le însoţesc în zăcăminte, concluzii ce au fost orientate spre ameliorarea fluxului tehnologic, privind metalurgia aluminiului în unităţile noastre de preparare.

În anul 1966, Papiu şi Mînzatu prezintă o nouă ipoteză asupra genezei acestor roci, interpretare bazată atît pe condiţiile lor de ocurenţă cît şi pe studii chimico-mineralogice.

Potrivit acestei ipoteze, geneza bauxitelor din masivul Pădurea Craiului este legată de procese de precipitare din soluţii hiperacide prin modificarea pH-ului acestora, în urma amestecării cu apele bicarbonatate ale carstului bihorean. Materia primă ar fi reprezentată printr-un material piroclastic bazic (diabazic sau spilitic) acumulat la suprafaţa calcarelor jurasic-superioare, solubilizat apoi în mlaştini heterotrofe cu ape hiperacide, după o prealabilă desilicatare pe cale lateritică sau hidrotermală.

În felul acesta se explică faptul că bauxitele mulează vechiul relief carstic şi că nu prezintă nici material detritic nici vreo corelaţie cu roci de altă natură. În acoperişul bauxitelor apar calcare neocomiene cu charophite depuse în lacurile ce şi-au continuat dezvoltarea după încetarea procesului de bauxitogeneză.

II. CONSIDERAŢII GENERALE

Bauxitele din masivul Pădurea Craiului se caracterizează, sub raport chimico-mineralogic, prin prezenţa constantă în cantităţi apreciabile, a elementelor triadei Al-Fe-Ti, ale cărei minerale le alcătuiesc aproape cu exclusivitate. Toate aceste minerale sînt autigene, rezultate din procesele iniţiale de precipitare care au generat bauxitele, şi din procesele ulte-

Institutul Geologic al României

rioare de diageneză, metamorfism hidrotermal şi alterare care, după cum se va vedea, se reflectă, în mod remarcabil, în paragenezele întîlnite [8].

Subliniem în mod deosebit faptul că elementul indice principal care prin mineralele sale impune preponderent culoarea bauxitelor, este fierul, motiv pentru care clasificarea s-a făcut funcţie de forma minerală sub care se găseşte legat, reflectată macroscopic în culoare (criteriu utilizat de altfel curent în denumirea lor).

În cadrul bauxitelor din masivul Pădurea Craiului domină cantitativ, în mod categoric, bauxitele roşii-vişinii (pînă la 95%) care constituie de altfel şi principalul nostru minereu de aluminiu.

Aceste roci sînt bogate în diaspor (diasporite) încadrîndu-se în grupa denumită de Harrossovitz „monohidralite" şi mai exact a „diasporitelor" (Krutsch). Alături de diaspor (54—62%), aceste roci conţin cantităţi ridicate de hematit (11—29%), care le imprimă culoarea şi care, corelat cu prezenţa ridicată a unor elemente minore, ne conduce şi pe cale chimică, la concluzia că derivă din transformarea unui material eruptiv bazic şi că au fost precipitate din medii hiperacide, aşa cum am avut ocazia să arătăm şi cu alte ocazii (Papiu şi Mînzatu, 1969; Papiu, Iosof şi Udrescu, 1967).

De la acest tip principal şi fundamental, pot fi derivate genetic celelalte tipuri de bauxite din masivul Pădurea Craiului, fie prin procese primare, legate de sedimentogeneză (caracterul mediului geochimic de acumulare), fie prin procese ulterioare de metamorfism, diageneză sau alterare superficială. După cum am arătat anterior (Papiu şi Mînzatu, 1969), bauxitele din prima grupă sînt, utilizînd criteriul culorii, bauxitele roşii, cafenii, verzi şi negre (cu diferite nuanţe şi intensităţi), culori rezultînd în urma proceselor de precipitare şi diageneză primară. Agenţii care au intervenit ulterior, sub formă de soluţii, au condus la schimbarea culorii bauxitelor, paralel cu procesele de mineralogeneză şi recristalizare specifice. Aici se situează în primul rînd bauxitele deferizate (roşii, roz, galbene, albe, după intensitatea procesului).

În aceste bauxite, cantitatea de fier scade practic, pînă la dispariţie, în cazul bauxitelor albe. Aporturile hidrotermale şi procesele de metamorfism hidrotermal au avut ca urmare în alte cazuri, virarea culorii spre cenuşiu cu apariţia unor minerale noi specifice (pirită, magnetit).

[8] În mod cu totul subordonat s-a recunoscut prezenţa cuarţului hidrotermal şi a calcitului supergen pe fisuri sau în formă de fragmente, rezultate din granule de calcare prinse în timpul procesului de precipitare. Atît cantitativ, cît şi sub raportul interpretărilor genetice sau legate de fluxul tehnologic, prezenţa acestor minerale este neglijabilă.

Institutul Geologic al României

Este remarcabil şi faptul că însăşi structura bauxitelor variază paralel cu culoarea şi cu alcătuirea lor mineralogică. În lumina acestor date, am împărţit bauxitele din masivul Pădurea Craiului în două categorii în care se reflectă, atît alcătuirea chimico-mineralogică cît şi condiţiile de geneză şi anume :

A) Bauxite cu caractere [9] primare sau bauxite primare (bauxitele vişinii-roşii, brune, verzi, negre).

B) Bauxite cu caractere [9] secundare (bauxitele roşii, roz, galbene, albe şi cenuşii).

Sub raportul structural, în alcătuirea bauxitelor studiate se disting trei elemente principale în care se grupează componenţii mineralogici şi anume :

1. Masa fundamentală sau matricială, pentru care am utilizat denumirea de mezostază. Ea este constituită dintr-o substanţă geliformă, în diferite grade de pigmentare şi recristalizare (fin criptocristalină pînă la cristalizată, în cazuri excepţionale), asupra căreia posibilitatea de investigare a microscopului este în genere limitată sau chiar nulă ;

2. Corpusculii figuraţi sau ooidele, care apar incluse în mezostază, produse ale proceselor primare de precipitare şi eventual ale unor procese subordonate de migrare ionică în faza diagenezei timpurii.

Ooidele prezintă adeseori structuri concentrice rezultate din precipitarea ritmică, probabil a coloizilor de origine, structuri în care mineralele specifice fiecărui element al triadei se concentrează în microzone (oxizi de aluminiu, fier, titan, caolinit).

În unele cazuri, ooidele sînt parţial sau chiar integral recristalizate, ca efect al unor procese secundare, legate de fisurare în urma îmbătrînirii şi uscării (contracţiei) gelurilor, sau de tectonică, cum şi de pătrunderea soluţiilor juvenile sau exogene. Recristalizarea poate conduce la substituirea structurii primare prin structuri net secundare.

Forma acestor corpusculi este în genere sferică sau elipsoidală, denaturată uneori (mai ales în cazul bauxitelor verzi şi negre) ca efect al presiunilor născute prin tasarea în masa sedimentului de origine (corpusculul originar a prezentat evidentă plasticitate). Pentru denumirea acestor corpusculi deformaţi şi chiar sparţi, am utilizat termenul de „spastolite", împrumutat din domeniul minereurilor de fier oolitice. O altă grupă este reprezentată prin ooidele complexe rezultate din faze de precipitare ulterioare.

[9] Culoare, paragenză minerală şi structură.

Institutul Geologic al României

3. Umplutura fisurilor şi golurilor este reprezentată prin mineralele cu geneză secundară depuse ulterior din soluţii sau din reacţia acestora cu materialul bauxitic primar (caolinit, diaspor, oxizi ferici hidrataţi, leptoclorite, pirită).

Sub raport mineralogic, se constată că bauxitele din masivul Pădurea Craiului sînt alcătuite, aşa cum s-a mai spus, cu exclusivitate din mineralele triadei Al-Fe-Ti, în parageneze primare sau secundare, după cum urmează :

Minerale de aluminiu : diaspor (foarte frecvent) ; caolinit (frecvent) ; boehmit (rar) ; gibbsit (foarte rar).

Minerale de fier :

cu fier feric : hematit (foarte frecvent) ; goethit, limonit (frecvent) ; hidrohematit, hidrogoethit, lepidocrocit (foarte rare).

cu fier feric + fier feros : magnetit (rar).

cu fier feros : leptoclorit (frecvent) ; pirită (rar) ; sideroză, marcasită (foarte rare) ; hidrotroilit (problematic).

Minerale de titan : anataz (frecvent) ; ilmenit (rar) ; rutil (foarte rar).

Adaosuri întîmplătoare : cuarţ, calcit (foarte rare) ; substanţă organică (problematic).

III. STUDIUL CHIMICO-MINERALOGIC COMPARATIV

Studiul chimico-mineralogic al bauxitelor din masivul Pădurea Craiului a condus la clasificarea din tabelul 1, în care au fost îmbinate criteriul chimico-mineralogic cu cel petrogenetic.

Caracterele chimico-mineralogice ale acestor roci sînt redate în tabelele 2, 3, 4 şi 5.

Din sintetizarea datelor tab. 2 şi 3, în care sînt incluse analizele chimice şi alcătuirea mineralogică a bauxitelor, au rezultat datele din tabelele 4 şi 5 în care se prezintă comparativ caracterele principalelor tipuri de bauxite.

Din aceste date rezultă că deosebirea mineralogică dintre diferitele tipuri de bauxite se reflectă, în mod remarcabil şi în primul rînd, în variaţia caracterelor mineralelor fierului, iar deosebirea chimică, în valorile raportului Fe_2O_3: FeO, mai ales în cazul bauxitelor cu caractere primare.

A). Bauxitele primare

În bauxitele primare, ferice, valoarea raportului Fe_2O_3 : FeO depăşeşte cu mult 20 (pînă la infinit) în timp ce, în bauxitele feroferice, această valoare se situează între 4 şi 7 (media pentru cele roşii şi vişinii fiind 6,1 şi pentru cele cafenii 6,5). În cazul bauxitelor feroase, valoarea raportului scade sub 4, iar în cele verzi între 0,76 şi 3,9 (medie 2,3) pentru ca, în

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Clasificarea petrologică a bauxitelor din masivul Pădurea Craiului

	Tipul de bauxită		Fe_2O_3 : FeO	D, diaspor; H, hematit; G, goethit; M, magnetit; B, boehmit; L, leptoclorit; P, pirită; C, caolinit
I Bauxite cu caractere primare	A. Bauxite ferice (vişinii)		>20	D, H (± ⩾ G) (± ⩾ L)
	B. Bauxite fero-ferice hematitice		8–4	
		1. bauxite vişinii	6,1	D, H (> L)
		2. bauxite roşii		± D, ± B, H (L)
	goethitice			
		3. bauxite cafenii	6,5	D (± ⩾ B), G⩾ H> L
	C. Bauxite feroase		<4	
	leptocloritice	1. bauxite verzi	2,3	
	goethit-sulfuroase		(0,7–3,9)	B + D, L> H
		2. bauxite negre	1,5	B, L, G⩾H, P
II Bauxite cu caractere secundare	A. Bauxite deferizate			
		1. bauxite roşii	>18	D
	exogen ± hidrotermal	2. bauxite roz	>12	H (± > G)
		3. bauxite galbene	>5	D (± ⩾ B), G> H
		a) bauxite diasporice	∞	D (⩾ C)
		b) bauxite caolinoase	4,5	C (⩾ D)
	hidrotermal	4. bauxite cenuşii	2,7	D, H (> G> L), P
	B. Bauxite metamorfozate		2,7	D, H ± M

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Analize chimice asupra bauxitelor din masivul Pădurea Craiului

Tipul de bauxită	Ferice									Fero — Ferice							Feroase				Deferizate										Caolinoase	Diasporice		Metamorfozate			
Localit.	Cornet	Cornet	Brejeşti	Schireaua	Schireaua	Brusturi	Schireaua	Lunca Sprie	Valea Iadului	Călăţea	Zece Hotare	Schireaua	Schireaua	Zece Hotare	Poniţa	Remeţi	Schireaua	Aştileu	Schireaua	Cheile Albioarei	Cornet	Brusturi	Lunca Sprie	Cheile Albioarei	Cornet	Poniţa	Poniţa	Călăţea	Vîrciorog	Brusturi	Cornet	Zece Hotare	Brusturi	Aştileu	Poniţa	Zece Hotare	V. Izvorului Remeţi
Nr. probei	162	86a	87	37	36	132	120	172	178	51	70b	118	119	17	125	176	117	64	35	8	161	133	173	11	159	122	124	50	73	134	86b	15	41	61	127	70	175
Culoarea	vişinie									cafenie	roşie	roşie	roşie	cafenie	vişinie	vişinie	verzi	cafenie kaki	verzi	negre	roşii			roz				galbenă						albă		cenuşie	cenuşie metam.
Fe_2O_3/FeO	∞	∞	∞	41,8	185	66,1	29	27	22,4	7,70	7,60	7,42	7,20	5,40	4,30	4,00	3,9	2,4	0,76	1,5	18,06	—	47	∞	60	∞	11,9	∞	∞	∞	20,5	5	5,8	4,5	∞	1,7	3
SiO_2	4,90	8,09	2,70	2,05	5,78	3,55	3,80	3,19	1,16	5,05	6,89	6,22	3,85	8,75	5,00	4,32	4,16	12,70	7,98	6,90	9,79	10,60	2,59	6,15	4,42	27,84	6,98	6,99	6,51	10,00	3,12	7,64	8,75	39,50	5,81	8,04	7,06
Al_2O_3	50,00	56,65	61,62	51,44	52,30	49,88	56,05	59,63	45,22	54,76	56,53	58,19	55,42	64,34	50,00	55,17	68,55	46,47	61,38	61,30	59,22	57,57	60,18	64,10	70,75	49,76	67,95	36,46	58,09	62,75	44,74	63,65	64,25	41,90	73,64	57,02	49,60
Fe_2O_3	30,64	20,39	20,34	30,07	27,80	34,40	23,52	21,52	38,14	21,57	17,18	16,03	20,86	8,69	24,14	20,26	6,13	14,64	6,43	6,99	14,46	16,11	22,11	11,54	7,12	6,03	6,67	38,67	16,72	9,70	36,11	8,77	6,60	1,28	1,20	7,57	23,13
FeO	—	—	urme	0,72	0,15	0,52	0,81	0,80	1,70	2,81	2,25	2,16	2,89	1,62	5,65	4,97	1,55	6,07	8,39	4,66	0,08	urme	0,47	urme	0,12	urme	0,56	—	—	urme	1,76	1,76	1,13	0,28	urme	4,47	7,56
TiO_2	2,48	2,55	2,55	3,61	2,64	2,20	2,87	2,40	3,05	2,58	3,11	3,60	3,45	2,68	2,85	2,79	3,65	3,15	2,95	3,45	2,70	2,40	3,11	3,56	3,05	2,30	3,23	2,04	3,00	2,90	3,00	2,98	3,80	2,35	3,55	2,71	2,70
CaO	—	urme	urme	0,70	urme	—	0,56	urme	0,70	—	0,95	0,50	0,35	0,50	urme	—	urme	urme	—	urme	—	—	—	0,70	urme	0,50	urme	0,84	0,63	—	0,75	0,84	urme	urme	1,05	urme	1,11
MgO	1,19	urme	—	0,20	—	—	0,25	urme	0,15	—	0,18	0,15	0,20	urme	0,90	urme	1,40	1,40	urme	1,90	—	—	urme	—	urme	urme	0,40	urme	—	—	0,10	0,10	0,80	0,66	—	urme	urme
Na_2O	0,05	urme	0,30	0,08	0,10	urme	urme	0,08	urme	urme	—	0,13	0,24	urme	0,05	0,05	0,05	0,05	urme	0,05	urme	urme	urme	urme	0,08	0,30	urme	0,10	0,80	urme	0,16	0,12	0,05	urme	urme	urme	0,16
K_2O	urme	urme	0,18	0,12	0,07	—	urme	0,05	0,14	urme	urme	0,15	0,27	urme	0,12	urme	0,19	0,07	urme	0,07	—	—	—	urme	0,05	0,14	0,22	0,08	0,05	urme	0,14	0,10	0,12	0,22	urme	urme	0,05
MnO	0,09	urme	0,16	0,26	0,04	0,01	0,18	urme	0,32	0,04	0,06	0,22	0,15	urme	0,13	0,02	0,11	0,13	0,03	0,08	0,06	0,01	0,02	urme	0,06	0,08	0,03	0,85	urme	0,01	0,09	0,04	0,08	0,03	urme	urme	0,06
P_2O_5	0,07	0,16	urme	0,06	0,13	0,04	urme	0,07	0,19	0,06	0,08	0,06	0,06	0,08	0,08	0,11	0,06	0,12	0,13	0,20	0,09	0,16	0,03	urme	0,20	9,11	0,15	0,29	0,25	0,12	urme	0,18	0,20	0,15	0,18	0,10	0,09
S	urme	0,09	0,08	—	—	urme	urme	urme	0,18	—	0,12	urme	urme	urme	urme	—	urme	urme	—	urme	urme	urme	—	urme	urme	urme	—	—	—	urme	0,14	0,07	urme	—	urme	2,81	0,12
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	urme	—	—	urme	—	—	urme	urme	—	0,60	—	—	—	0,80	—	—	—	—	—	urme	—	—	—
H_2O	10,55	13,24	12,12	10,67	11,06	9,62	11,64	11,64	8,82	13,46	12,70	12,93	12,03	13,54	10,70	11,97	13,54	14,59	12,53	13,64	13,44	13,21	11,55	13,20	13,85	12,97	13,55	13,43	13,75	14,27	9,72	14,42	14,25	13,30	14,35	14,59	7,78
Total:	100,33	100,17	100,05	99,98	100,07	100,25	99,68	99,38	99,77	100,33	100,05	100,34	99,76	100,21	99,62	99,67	100,05	99,39	99,80	99,58	100,21	100,09	100,06	99,85	100,06	100,03	99,64	100,55	99,84	99,75	99,83	100,70	100,13	99,76	99,79	97,21	99,42

TABELUL 3

Alcătuirea mineralogică a bauxitelor din masivul Pădurea Craiului

Tipul bauxitei	Ferice									Fero-Ferice							Feroase				Deferizate														Metamorfozate		
Localitatea	Cornet	Cornet	Brejeşti	Schireaua	Schireaua	Brusturi	Schireaua	Lunca Sprie	Remeţi V. Iadului	Călăţea	Zece Hotare	Schireaua	Schireaua	Zece Hotare	Poniţa	Remeţi	Schireaua	Aştileu	Schireaua	Cheile Albioarei	Cornet	Brusturi	Lunca Sprie	Cheile Albioarei	Cornet	Poniţa	Poniţa	Călăţea	Vîrciorog	Brusturi	Cornet	Zece Hotare	Brusturi	Aştileu	Poniţa	Zece Hotare	V. Izvorului Remeţi
Nr. probei	162	86 a	87	37	36	132	120	172	178	51	70 b	118	119	17	125	176	117	64	35	8	161	133	173	11	159	122	124	50	73	134	86b	15	41	61	127	70 a	175
Culoarea	vişinie									cafenie	roşie			cafenie	vişinie		verde galbenă	cafenie kaki	verde galbenă	neagră	roşie			roz				galbenă						albă		cenuşie	cenuşie metam.
Diaspor	53,05	58,53	69,78	58,50	55,74	55,14	—	62,00	52,10	54,56	59,76	—	—	67,05	54,20	60,91	—	24,38	52,83	—	59,87	57,10	68,23	69,24	78,82	30,64	72,39	35,89	54,82	63,80	49,64	67,36	66,90	—	80,80	59,11	50,68
Boehmit	—	—	—	—	62,16	—	5,00	—	—	5,00	—	62,35	61,54	—	—	—	76,59	18,00	12,00	65,51	—	—	—	—	—	—	—	—	8,54	—	—	—	—	9,74	—	—	—
Caolinit	10,52	17,25	5,80	3,97	12,42	7,41	7,65	6,34	1,65	7,91	12,45	11,44	5,57	17,11	5,16	4,41	7,31	20,94	8,32	10,28	20,96	22,79	5,07	13,22	9,37	59,88	14,42	15,03	14,00	21,50	4,86	14,58	17,63	84,62	12,49	15,91	12,12
Hematit	30,64	9,63	20,34	29,38	26,55	33,71	22,83	18,08	36,77	7,99	17,18	15,34	20,17	4,30	23,45	15,43	6,13	10,15	6,43	1,81	14,46	16,11	22,11	5,33	1,28	6,03	6,67	10,44	6,47	8,32	25,25	1,49	3,90	1,28	1,20	7,57	14,16
Goethit	—	12,88	—	—	—	—	—	3,06	1,53	15,10	—	—	—	4,87	—	4,61	—	5,00	—	5,00	—	—	6,30	—	6,50	—	—	32,50	11,40	1,53	11,36	8,10	3,01	—	—	—	—
Magnetit	—	—	—	1,00	0,50	1,00	1,00	1,00	1,00	—	—	1,00	1,00	—	1,00	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12,00	
Leptoclorit[1]	—	—	—	0,84	—	0,43	1,02	1,00	1,66	5,76	4,61	3,79	5,29	3,32	10,95	9,55	3,18	12,44	17,20	8,12	0,16	—	0,96	—	0,25	—	1,15	—	—	—	3,61	3,61	2,32	0,57	—	2,71	8,20
Pirita	—	0,16	0,15	—	—	—	—	—	0,34		0,22									0,67	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,26	0,13	—	—	—	5,26	0,22
Anataz	2,48	2,55	2,55	3,61	2,64	2,20	2,87	2,40	3,05	2,58	3,11	3,60	3,45	2,68	2,85	2,79	3,65	3,15	2,95	3,45	2,70	2,40	3,11	3,56	3,05	2,30	3,23	2,04	3,00	2,90	3,00	2,98	3,80	2,35	3,55	2,71	2,70
Calcit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,36	—	—	—	1,81	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Neidentificate	3,30	—	1,38	2,70	2,15	0,11	2,47	1,12	1,90	1,10	2,67	2,48	2,98	0,67	2,39	1,30	3,14	5,94	0,27	5,16	1,85	1,60	0,52	0,44	0,73	1,17	2,14	2,29	1,77	1,95	2,02	1,75	2,44	1,44	1,96	6,73	—
Total:	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,10	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,74	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

[1] Leptocloritul calculat după Brougnt şi Robertson (1958) formulă convenţională

Institutul Geologic al României

TABELUL 4

Tabel sintetic cu alcătuirea chimico-mineralogică a bauxitelor primare din masivul Pădurea Craiului

Tipul / Oxid / Mineral	Bauxite ferice		Bauxite fero-ferice				Bauxite feroase		
			roşii + vişinii		cafenii		verzi		negre
	1	2	1	2	1	2	1	2	1
SiO_2	2,0 — 8,1	4,1	3,8 — 6,9	5,26	5 — 87	6,9	4,2 — 12,7	8,3	6,90
Caolinit	1,2 — 17,4	8,08	4,4 — 12,4	7,8	7,9 — 17,1	12,5	7,3 — 20,9	12,2	10,28
Al_2O_3	45,22 — 61,6	53,6	50,0 — 58,2	56,3	54,8 — 64,3	59,5	46,5 — 68,5	58,8	61,30
Diaspor-Boehmit	D ± (B) 52,1 — 69,8	59,1	54,2 — 62,3	59,7	54 — 59	56,9	42,4 — 76,6	61,3	B = 65,51
Fe_2O_3	20,3 — 38,1	27,5	16,0 — 24,1	19,7	8,7 — 21,6	15,1	6,4 — 14,6	9,1	6,99
Hematit	8,6 — 33,7	24,8	15,3 — 20,2	18,3	4,3 — 8	6,1	6,1 — 10,1	7,6	1,8
Goethit	0 — 12,8	1,94	—	0,9	4,9 — 15,1	10	0 — 5	1,6	5
Magnetit	0 — 1	0,6	0 — 1	0,8	—	—	—	—	—
Fe_2O_3/FeO	∞ — 22,4	> 20	4 — 7,6	6,1	5,4 — 7,7	6,5	0,8 — 3,9	2,3	1,5
FeO	0 — 1,70	0,5	2,2 — 5,6	3,6	1,6 — 2,8	2,2	1,5 — 8,4	5,3	4,7
Leptoclorit	0 — 2,44	0,63	3,8 — 10,9	6,8	5,8 — 10,9	8,4	3,2 — 17,2	10,9	8,92
Sulfuri	0 — 0,33	0,07	0,22	—	—	—	—	—	0,70
Fe Total	20 — 39	28	9 — 2,7	20	9 — 23	16	7 — 18	12,5	8
TiO_2	2,5 — 3,6	2,70	2,7 — 3,8	3,2	2,6 — 2,8	2,7	2,9 — 3,6	3,2 3,2	3,45

1 Limite de variaţie
2 Media

Institutul Geologic al României

TABELUL 5

Tabel sintetic cu alcătuirea chimico-mineralogică a bauxitelor cu caractere secundare din masivul Pădurea Craiului

Tipul / Oxid / Mineral	Bauxită roşie		Bauxită roz		Bauxită galbenă		Bauxită albă		Bauxită cenuşie	Bauxita metamorfozată
							caolinoasă	diasporică		
	1	2	1	2	1	2	1	1	1	1
SiO_2	2,6 –10,6	7,7	4,4– 7,0	5,8	3,1–10,0	7,2	39,5	5,8	8,0	7,1
Caolinit	5,0 –22,8	16,3	9,4–14,4	12,3	4,9–21,5	14,6	86,4	12,5	15,9	12,1
Al_2O_3	57,6 –60,2	59,0	64,1–70,7	67,4	36,5–64,2	55,0	41,9	73,6	57,0	49,6
Diaspor-Boehmit	57,1 –68,2	61,7	69,2–78,8	73,5	35,8–67,4	56,4	9,7	80,8	59,1	60,0
Fe_2O_3	16,1 –22,1	17,6	6,7–11,5	8,4	4,7–38,7	18,6	1,3	1,2	7,6	23,1
Hematit	14,5 –22,1	17,6	1,3– 6,7	4,6	1,5–25,2	9,3	1,3	1,2	7,6	14,2
Goethit	–	–	0 – 6,5	4,3	1,5–32,5	11,3	–	–	–	–
Magnetit	–	–	–	–	–	–	–	–	–	12,0
Fe_2O_3/FeO	∞–18,0	>18,0	∞–11,9	>11,9	∞– 5,0	>5	4,5	∞	1,7	3
FeO	0,08– 0,5	0,2	0– 0,6	0,2	0– 1,7	0,8	0,3	–	4,5	7,6
Leptoclorit	0,2 – 1,0	0,4	0– 1,1	0,4	0– 3,6	1,6	0,6	–	2,7	8,2
Sulfuri	–	–	–	–	0– 0,3	0,06	–	–	5,3	0,2
TiO_2	2,4 – 3,11	2,7	3,0– 3,6	3,2	2,0– 3,8	2,9	2,3	3,5	2,7	2,7

1 = limite de variaţie
2 = media

Institutul Geologic al României

cele negre să se reducă la 1,5. Ţinînd seama şi de ocurenţă, considerăm că această succesiune reflectă evoluţia caracterelor geochimice din mediul de acumulare. Marea masă a bauxitelor (roşii) s-a depus în medii oxidante,

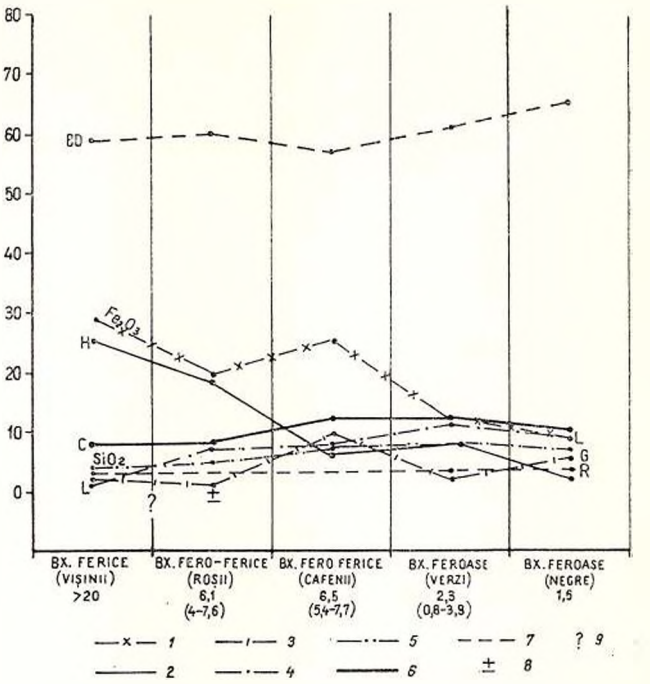


Fig. 1. — Variaţia alcătuirii chimico-mineralogice în seria bauxitelor primare

Fe_2O_3, oxizi de fier total; H, hematit; G, goethit; L, leptoclorit; SiO_2, silice totală; C, caolinit; R, rutil; ±, goethitul poate lipsi; ?, goethit problematic, B-D, seria boehmit-diaspor.

Variation de la constitution chimico-minéralogique dans la série des bauxites primaires : Fe_2O_3, oxydes de fer total; H, hématite; G, goéthite; L, leptochlorite; SiO_2, silice totale; C, kaolinite; R, rutile; ±, la goéthite peut manquer; ?, goéthite problématique; B-D, série boehmite-diaspore.

precipitînd masiv, din soluţii hiperacide (hematit). Către finele acestui proces, caracterele mediului geochimic se schimbă prin scăderea continuă a cantităţii de oxigen. În anumite condiţii, derivînd probabil direct din cele iniţiale, o parte din fier se leagă sub forma feroasă (clorit) care apare cantitativ subordonată hematitului. Cloritul este adesea mascat, iar bauxita, deşi îmbogăţită în fier redus, are totuşi culoarea vişinie sau roşie. Culoarea roşie este datorată proceselor de deferizare care încep curînd după depunerea rocii, fapt ce reiese din curba evoluţiei cantităţii de fier total, într-o accentuată scădere ca de altfel şi a hematitului, care scade, concomitent cu ridicarea procentului de leptoclorit (fig. 1 şi fig. 2). Într-un stadiu mai avansat, cantitatea de fier diminuează şi mai mult, iar hematitul apare sensibil inferior procentual faţă de leptoclorit (bauxita feroasă leptocloritică verde). Această evoluţie reiese net în continuitatea de sedimentare, din profilul lentilei Schireaua, unde tranziţia de la bauxita roşie bazală pînă la cea verde superioară se face gradat, culorile îmbinîn-

Institutul Geologic al României

du-se în partea de tranziţie (fig. 3 şi fig. 4). Din fig. 4 rezultă următoarele elemente: în bauxita bazală roşie apare diasporul; ceva mai sus, tot în bauxita roşie, apare uneori exclusiv diaspor, alteori numai boehmit. În

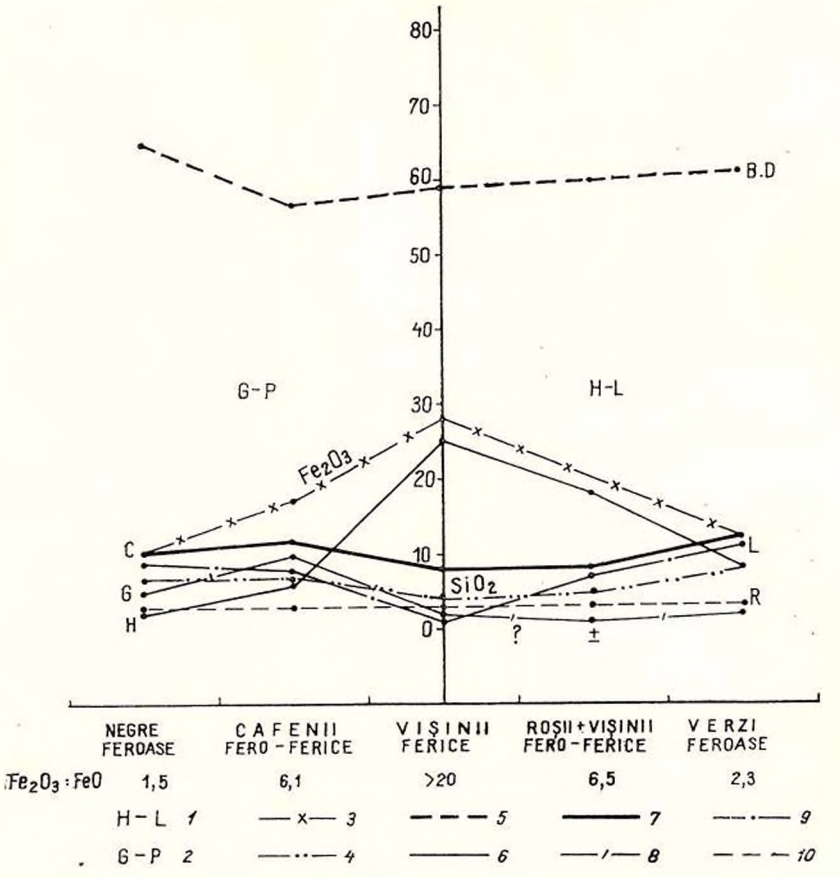


Fig. 2. — Seria genetică a bauxitelor primare. Evoluţia bilaterală:
H–L, seria hematit-leptoclorit; G–P, seria goethit-pirită; Fe_2O_3, fier total; SiO_2, silice totală; B–D, seria boehmit-diaspor; H, hematit; C, caolinit; G, goethit; L, leptoclorit; R, rutil; ?, goethit problematic; ± goethitul poate lipsi.

Série génétique des bauxites primaires. Évolution bilatérale:
H–L, série hématite-leptochlorite; G–P, série goéthite-pyrite; F_2O_3, fer total; SiO_2, silice totale; B–D, série boéhmite-diaspore; H, hématite; C, kaolinite; G, goéthite; L, leptochlorite; R, rutile; ?, goéthite problématique; ±, la goéthite peut manquer.

bauxitele feroferice se găseşte numai boehmit pentru ca, în cele feroase verzi să apară boehmitul fie singur şi în cantitate apreciabilă, fie alături de diaspor şi subordonat acestuia (lentila Schireaua).

Institutul Geologic al României

Fără a avea o semnificație prea mare și cu fluctuații sensibile, caolinitul marchează o tendință de creștere, din bauxitele ferice roșii, bazale, spre cele feroferice și apoi, o accentuată scădere în cele verzi. Canti-

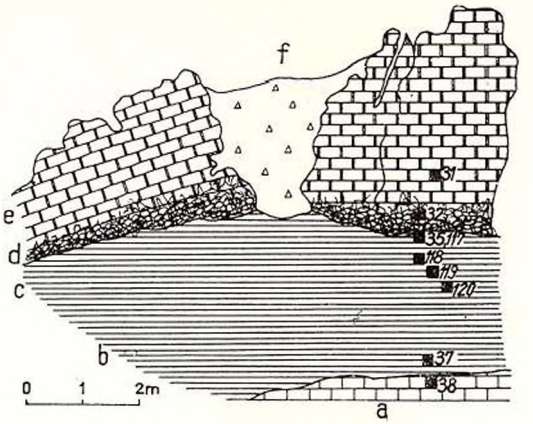


Fig. 3. — Schireaua — lentila 36/64

a, calcar jurasic; b, bauxită vișinie; c, bauxită verde; d, calcar neocomian brecifiat; e, calcar neocomian masiv; f, lehm carstic; ■ probă analizată.

Schireaua — lentille 36/64 :

a, calcaire jurassique; b, bauxite grlotte; c, bauxite verte; d, calcaire néocomien bréchifié; e, calcaire néocomien massif; f, lehm karstique; ■ échantillon analysé.

tatea totală de alumină crește continuu din bază spre partea superioară. Silicea totală crește foarte puțin de la cele ferice la cele feroase. Evoluția fierului este antagonistă aluminei și silicei, cantitatea sa totală scăzînd din bază către partea superioară a profilului și paralel cu ea, conținutul în hematit, în timp ce leptocloritul marchează o creștere care atinge cifra maximă în unele bauxite verzi, pentru ca în altele, deși culoarea este verde, cantitatea de leptoclorit să fie inferioară celei din bauxitele de tranziție, feroferice.

Magnetitul pe de altă parte, nu apare decît în bauxitele ferice și în special în cele feroferice dovedind o directă corelație cu caracterul oxidant al mediului. Nu sîntem încă în măsură să ne pronunțăm în ce fază a luat naștere; presupunem doar că geneza sa a început în mîlul sau în precipitatul allitic inițial, în urma scăderii cantității de oxigen, continuîndu-se apoi și în faza epigenetică. Prezența titanului în depozit ne conduce la concluzia că nu au acționat soluții sulfatate în geneza magnetitului, așa cum se consideră că s-ar fi format o parte din acest mineral

Institutul Geologic al României

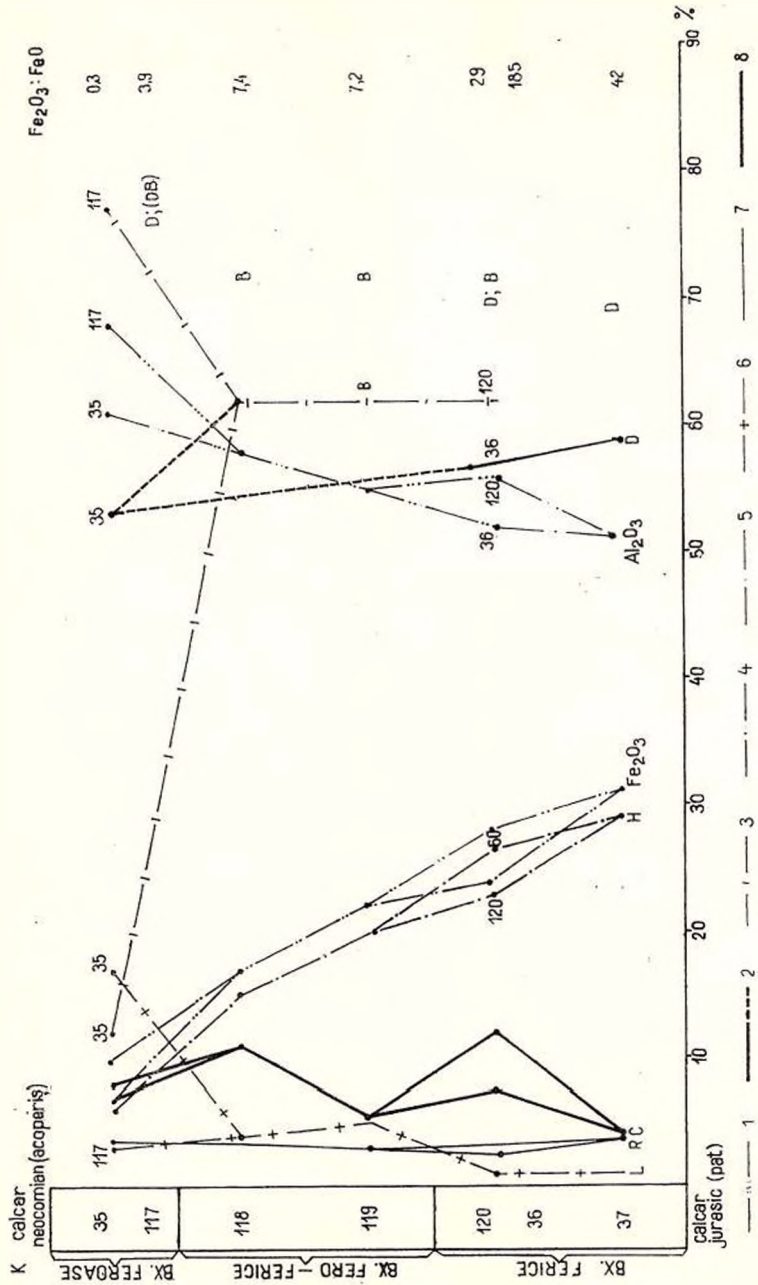


Fig. 4. — Evolutia chimico-mineralogică în profilul lentilei Schireaua:

Al_2O_3, oxid de aluminiu total; D, diaspor; B, boehmit; Fe_2O_3, oxid de fier total; H, hematit; L, leptoclorit; R, rutil; C, caolinit.

Évolution chimico-minéralogique dans la coupe de la lentille de Schireaua:

Al_2O_3, oxyde d'aluminium total; D, diaspore; B, boéhmite; Fe_2O_3, oxyde de fer total; H, hématite; L, leptochlorite; R, rutile; C, kaolinite.

Institutul Geologic al României

în zăcămintele pendinte de marea anomalie de la Kursk (Rahmanov, 1958). Fenomenele de alterare exogenă au redus foarte mult procentul acestui mineral, ca şi pe al ilmenitului, generat probabil în mod asemănător, cu formarea de hematit (martitizare) pînă la goethit şi de hematit + rutil, în cazul ilmenitului.

Din datele petrografice rezultă că apariţia domeniului leptocloritic corespunde înmlăştinirii şi acumulării de materie organică, generatoare a mediului reducător. Evoluţia se opreşte în acest stadiu, fără apariţia goethitului. Ne găsim deci în prezenţa unei serii genetice continue hematit-leptocloritice.

Din examinarea conţinutului în fier, a valorii raportului Fe_2O_3 : FeO şi a formei sub care se găseşte legat, bauxitele cafenii apar ca depozite feroferice analoge, dar nesuperpozabile celor feroferice roşii şi vişinii avînd conţinuturi în fier total mai ridicate decît acestea (nedeferizate) şi caracterizate prin prezenţa cantitativă a goethitului, alături de leptoclorit (care depăşeşte categoric conţinutul în hematit). Studiul microscopic arată condiţii detrito-chimice de sedimentare doar cu remanieri intraformaţionale şi deci apariţia netă a mediului palustru. Fără a se fi găsit pe teren tranziţia de la bauxita feroferică la cea feroasă, ca în cazul precedent, caracterele chimico-mineralogice, ca şi cele petrografice, ne conduc la corelarea bauxitelor negre cu bauxitele cafenii. În aceste roci goethitul şi leptocloritul fixează întreaga cantitate de fier, hematitul fiind absent; culoarea neagră este dată de un amestec de substanţă organică şi pigment hidrotroilitic, care poate ajunge pînă la stadiul de pirită. Ca şi în cazul precedent, cu cît caracterul bauxitelor este mai redus, cu atît conţinutul în fier total scade, creşte cel în alumină şi silice, iar diasporul face loc bochmitului care apare cu totul subordonat în cele cafenii şi domină categoric în cele negre; în acestea din urmă diasporul (recunoscut microscopic) se găseşte însă sub limita de detecţie cu raze X. Valoarea raportului Fe_2O_3 : FeO este minimă (1,5). În felul acesta se conturează o a doua serie genetică, paralelă în timp şi în chimism cu prima, dar realizată în condiţii diferite (seria goethit-pirită) (fig. 2).

Din aceste date mai reiese şi faptul că evoluţia genetică a bauxitelor din masivul Pădurea Craiului a avut un caracter bilateral (hematito-cloritic şi goethito-clorito-piritos) cele două direcţii manifestîndu-se mai mult sau mai puţin simultan.

Într-o singură probă s-a recunoscut termodiferenţial sideroza (probă deferizată hidrotermal de la Aştileu). Este probabil că acest mineral să-şi aibe originea legată de atare aporturi. Totuşi prezenţa sa ridică problema existenţei, în cursul evoluţiei geochimice a mediului de sedimentare, şi

Institutul Geologic al României

a unui stadiu carbonatic, care nu a putut fi însă detectat din elementele pe care le deţinem.

În lumina datelor prezentate pînă aici, presupunem aşa dar că procesul de bauxitogeneză din masivul Pădurea Craiului, s-a succedat potrivit următoarei scheme :

Facies oxidant (H)	Facies de tranziţie (H+L)	Facies leptocloritic (L)	Facies sideritic	Facies sulfuric (P)
Bauxite ferice → (vişinii)	Bauxite fero-ferice →	Bauxite feroase		
	1. vişinii şi roşii (H+L) →	verzi (L) →	?	
	2. cafenii (G+L) →	? →	? →	negre (L+P)

(H = hematit, G = goethit, L = leptoclorit, P = pirită)

Bauxitele ferice au precipitat primele, rapid, în condiţii de avansată oxigenare. Acumularea bauxitelor feroferice a avut loc în mediile mai slab oxigenate ce au urmat, derivînd din ape net oxidante, din care fierul se depunea mai întîi sub forma sa oxidată. Mediul reducător creat în mîlul allitic acumulat, puţin timp după sedimentare, nu avea suficientă intensitate spre a reduce întreaga cantitate de fier oxidat depusă anterior, astfel că leptocloritul, deşi prezent, nu imprimă el însuşi culoarea, ci tot oxizii şi oxihidroxizii ferici. În cazul seriei hematit-leptocloritice evoluţia se opreşte la acest ultim mineral. Condiţiile slab reducătoare domină în faza finală în mediul palustru, mai ales în masa mîlurilor allitice de origine, astfel că roca devine net cloritică, cu un adaos subordonat de hematit, pentru reducerea căruia cantitatea de materie organică din depozit nu este satisfăcătoare.

În cazul seriei goethit-piritoase, acumularea palustră este de asemenea evidentă. La început situaţia este analogă precedentei, goethitul mascînd prezenţa leptocloritului. Mediul evoluează însă rapid — sau are chiar de la început caracterul mai puternic reducător — în masa sedimentului ajungîndu-se pînă la mediul sulfuros cu fixarea directă a fierului în hidrotroilit care, deşi în cantitate cu totul subordonată, prin caracterul său difuz coloidal, pigmentează în negru roca. Nici într-un caz, nici în altul, nu se recunoaşte faciesul sideritic a cărui existenţă poate fi presupusă.

În ambele serii evolutive cantitatea de titan se menţine constantă, fără a participa în nici un fel la fluctuaţiile celorlalte elemente ale triadei, mai ales la ale fierului. Acest fapt indică permanenţa sursei ionilor triadei şi uniformitatea ei în tot procesul de sedimentare, cum şi levigarea cu

Institutul Geologic al României

mult mai lentă a ionilor de Ti şi Al decît a celor de Fe^{2+}, antrenaţi în condiţiile mediului geochimic reducător creat în domeniul palustru ce se instalează la sfîrşitul etapei bauxitogenetice. Titanul se găseşte fixat atît în gelul mezostazei cît şi în mineralele recristalizate din ooide şi de pe fisuri sub formă de rutil, anataz şi ilmenit.

B) Bauxite cu caractere secundare

Am arătat că în această grupă se încadrează bauxitele metamorfozate şi bauxitele deferizate sub acţiunea soluţiilor supergene sau hidrotermale.

O serie genetică o constituie deferizarea care conduce la degradarea culorii de la roşu vişiniu prin roşu-roz-galben la alb, iar o a doua, care conduce direct la bauxitele cenuşii prin acţiuni net hidrotermale şi, de la acestea, la bauxitele metamorfozate de tipul celor de la Remeţi. În studiul nostru nu ne vom ocupa de bauxitele cu un grad înalt de metamorfism, de tipul celor din Vlădeasa, în care G i u ş c ă (1950) citează structuri relicte puse în evidenţă prin dispoziţia concentrică a agregatelor de magnetit şi corindon, într-o masă opacă (alături de calcit, muscovit şi clorit) uneori şi alături de spinel verde (M î n z a t u, M î n z a t u, T e o d o r u, 1957)[10]

1. **Bauxitele cenuşii şi metamorfozate.** În cazurile studiate de noi (o bauxită deferizată hidrotermal de la Zece Hotare şi una metamorfozată din valea Izvorului-Remeţi, fig. 5) se constată mai întîi că valoarea raportului Fe_2O_3 : FeO este foarte redusă, datorită apariţiei piritei în primul caz şi a magnetitului, în cel de al doilea. Cantitatea de caolinit creşte, după cum este şi natural, mai ales în cea hidrotermalizată (unde apare uneori şi sideroza) odată cu scăderea procentului de hematit şi cu creşterea celui de clorit. Cantitatea de fier total este foarte ridicată, la bauxita metamorfozată, aproape egală cu cea din bauxitele ferice primare, datorită surplusului de magnetit şi de leptoclorit. Sînt remarcabile constanţa cantităţilor de diaspor şi de anataz cum şi procentul minim de goethit.

2. **Bauxitele deferizate.** Deferizarea treptată (fig. 6 a, 6 b, 6 c) conduce de la bauxite ferice vişinii la bauxite roşii, roz şi în final la cele

[10] S i l v i a M î n z a t u, E. M î n z a t u, L. T e o d o r u. Raport geologic asupra reg. Vlădeasa (1957). Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

albe, care pot fi atît diasporice, în care caz acest mineral atinge 80% (Poniţa) cît şi caolinitice în cazul intervenţiilor hidrotermale (Poniţa, Aştileu) (fig. 7 şi 8). În bauxitele roşii domină hematitul, iar în cele roz uneori situaţia este analogă, alteori goethitul domină asupra hematitului,

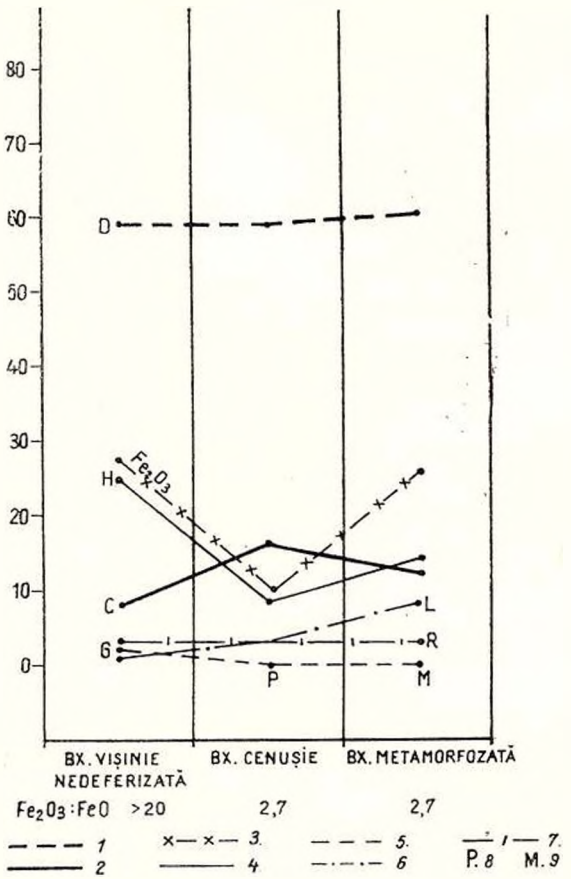


Fig. 5. — Variaţia chimico-mineralogică în bauxite afectate de deferizări hidrotermale şi în bauxite metamorfozate.

D, diaspor; C, caolinit; Fe_2O_3, oxid de fier total; H, hematit; G, goethit; L, leptoclorit; R, rutil; P, pirită; M, magnetit.

Variation chimico-minéralogique dans des bauxites affectées par des déferrifications hydrothermales et dans des bauxites métamorphisées :

D, diaspore; C, kaolinite; Fe_2O_3, oxyde de fer total; H, hématite; G goéthite; L, leptochlorite; R, rutile; P, pyrite; M, magnétite.

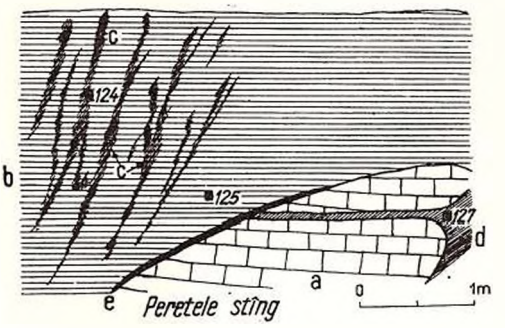
Institutul Geologic al României

Fig. 6 a. — Aspectul deferizării în galeria de exploatare Poniţa.

a, calcar jurasic; b, bauxită vişinie; c, bauxită deferizată; d, bauxită deferizată albă (diasporică); e, argilă; 125, probă analizată.

Aspect de la déferrification dans la galerie en exploitation de Poniţa.

a, calcaire jurassique; b, bauxite griotte; c, bauxite déferrifiée; d, bauxite déferrifiée blanche (diasporique); e, argile; 125, échantillon analysé.



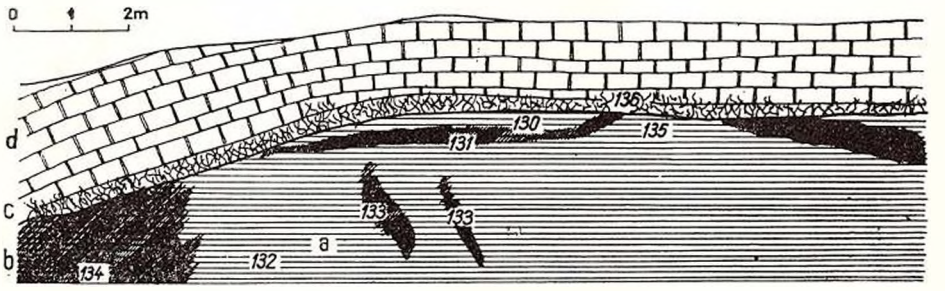


Fig. 6. — b. Aspectul deferizării în lentila 129 — Brusturi.

a, bauxită vişinie; b, bauxită deferizată; c, calcar neocomian brecifiat: d, calcar neocomian masiv; 133, probă analizată.

Aspect de la défferrification dans la lentille 129 — de Brusturi.

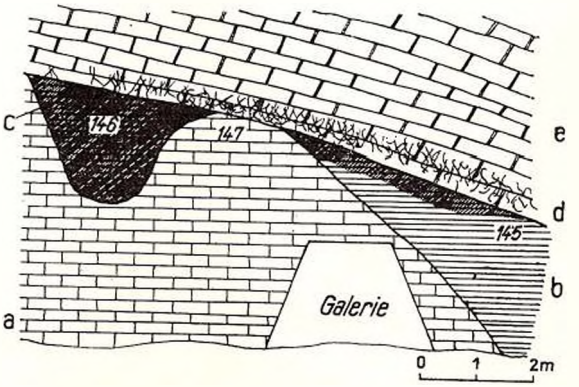
a, bauxite griotte; b, bauxite déferrifiée; c, calcaire néocomien bréchifié; d, calcaire néocomien massif; 133, échantillon analysé.

Fig. 6 c. — Aspectul deferizării în lentila Cornet II.

a, calcar jurasic; b, bauxită vişinie; c, bauxită deferizată; d, calcar neocomian brecifiat; e, calcar neocomian masiv; 145, probă analizată.

Aspect de la déferrification dans la lentille de Cornet II.

a, calcaire jurassique; b, bauxite griotte; c, bauxite déferrifiée; d, calcaire néocomien bréchifié; e, calcaire néocomien massif; 145, échantillon analysé.



Institutul Geologic al României

pentru ca, în cele galbene, să se găsească ambii oxizi, în cele mai variate proporţii, alături de limonitul care le pigmentează (deşi uneori predomină goethitul). Aceste elemente ne conduc la concluzia că bauxitele

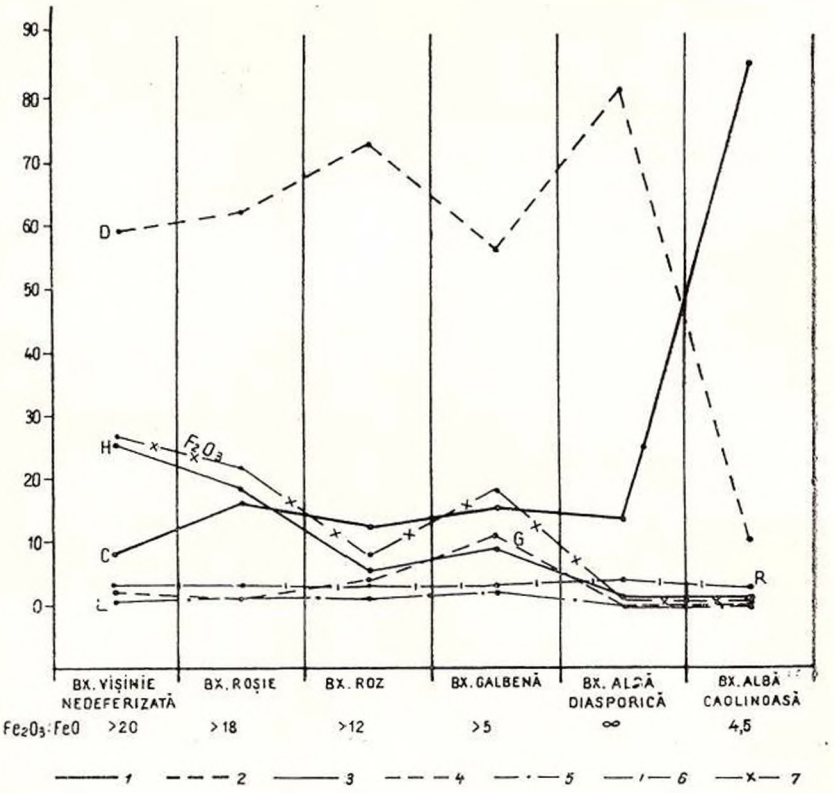


Fig. 7. — Variaţia alcătuirii mineralogice în diferite tipuri de bauxite deferizate.
C. caolinit; D. diaspor-boehmit; H. hematit; G. goethit; L. leptoclorit; R. rutil; Fe_2O_3, oxid de fier total.

Variation de la constitution minéralogique dans différents types de bauxites déferrifiées.
C. kaolinite; D. diaspore-boéhmite; H. hématite; G. goéthite; L. leptochlorite; R. rutile; Fe_2O_3, oxyde de fer total.

galbene provin în general din bauxite brune, motiv pentru care conţin încă mari procente de goethit. Prezenţa hematitului (25 %) în bauxitele galbene de la Cornet şi a goethitului (11,36 %), arată derivarea acestora din bauxite brune, dar cu aporturi ulterioare de fier, fixat sub formă de limonit (care apoi s-a deshidratat trecînd în hematit); în acest caz, el reprezintă zona de oprire probabilă a frontului de fier rezultat prin defe-

Institutul Geologic al României

rizare. În lentila de la Călăţea, conţinutul de hematit este de 10%, iar cel de goethit, de 32%. În această probă microscopul pune în evidenţă hematit recristalizat, iar analiza chimică arată totala absenţă a fierului

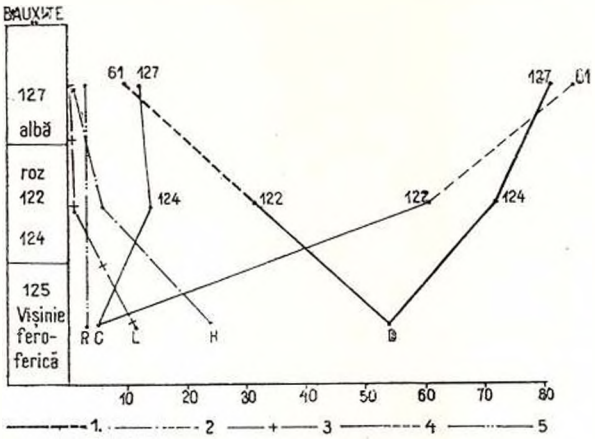


Fig. 8. — Variaţia alcătuirii mineralogice în procesul de deferizare. Lentila Poniţa (completat cu proba 61 Aştileu).
D, diaspor; H, hematit; L, leptoclorit; C, caolinit; R, rutil; 125, probă analizată.

Variation de la constitution minéralogique au cours du processus de déferrification. Lentille de Poniţa (complété avec l'échantillon 61 d'Aştileu):
D, diaspore; H, hématite; L, leptochlorite; C, kaolinite; R, rutile; 125, échantillon analysé.

feros. Presupunem că este vorba despre o uşoară influenţă a metamorfismului termic asupra unei bauxite în care s-a oprit frontul de deferizare. Din acest motiv bauxitele galbene fac o notă discordantă în curba variaţiei mineralelor (fig. 2).

În bauxitele albe diasporice, deşi conţinutul în fier total înregistrează o scădere categorică, hematitul se menţine totuşi într-o proporţie redusă (± 1,2%). Bauxita caolinoasă de la Aştileu conţine, în afara caolinitului, boehmit şi subordonat leptoclorit, ceea ce concordă cu culoarea ei uşor verzuie. Ea provine indubitabil din deferizarea hidrotermală a unei bauxite feroase sau feroferice.

În toate cazurile citate, deferizarea treptată aduce după sine schimbarea culorii concomitent cu scăderea cantităţii de fier. Dacă în cazul bauxitelor primare, în al căror chimism se reflectă însuşi procesul de sedimentogeneză, valoarea raportului Fe_2O_3 : FeO este foarte concludentă, caracterizînd diferitele tipuri definite, în cazul bauxitelor deferizate, acest

Institutul Geologic al României

raport are valori foarte capricioase, funcție atît de conținutul primar în oxid feric cît și de agentul care a determinat deferizarea. Se constată în mod clar o diferență de ordin chimic între bauxitele deferizate sub impulsul soluțiilor vadoase și bauxitele deferizate pe cale hidrotermală. În primul caz, începutul de deferizare este marcat de oxidarea fierului feros, apele superficiale fiind bogate în oxigen. Procesele de caolinizare sînt mai puțin probabile în aceste condiții, față de cele juvenile, dat fiind și caracterul bicarbonatat al apelor carstice, iar dacă există, admitem că ele sînt limitate numai la zonele fisurate. Produsul final al deferizărilor supergene este formarea bauxitelor albe diasporice.

În cel de al doilea caz se remarcă, în afară de schimbarea culorii, modificări fundamentale în chimism ca și în paragenezele minerale. Fierul feros rezultă din reducerea fierului feric, cu apariția de magnetit și de silicați (leptoclorite), sau pe seama aporturilor de minerale noi, cum este pirita.

Activitatea soluțiilor hidrotermale sau a metamorfismului termic poate acționa însă ulterior și asupra bauxitelor diasporice deferizate, recristalizîndu-le sau caolinizîndu-le, după cum soluțiile supergene pot interveni în urma celor hidrotermale levigînd fierul și îndepărtînd, odată cu acesta, o seamă de elemente sau invers, aducînd oxizi ferici (limonit). Cele două tipuri de soluții pot acționa mai mult sau mai puțin concomitent, în care caz se poate recunoaște fie un „summum" de efecte, fie consecințele activității fiecărui factor în parte asupra unor sectoare învecinate.

Diferențierea concomitentă în două direcții, atît caolinoasă cît și diasporică, deci intervenția mai mult sau mai puțin simultană a acțiunilor supergenă și hidrotermală, a fost constatată în mod remarcabil în cazul lentilei bauxitice de la Poniţa unde se întîlnește o direcție de evoluție caolinitică și alta diasporică (fig. 7a). Cum bauxita inițială este fero-ferică, se vede clar cum scad treptat, prin deferizare, atît procentul de hematit cît și cel de leptoclorit.

Formarea bauxitelor caolinoase, am admis deci că este consecința intervențiilor hidrotermale. Este probabil că ulterior, soluțiile supergene au definitivat procesul de deferizare deoarece, așa cum se va arăta, în aceste roci (care sînt de fapt niște caolinite bauxitice), conținutul în elemente minore este foarte scăzut în comparație cu celelalte bauxite de la Aștileu, care sînt cele mai bogate în elemente disperse.

Institutul Geologic al României

C) Evoluția conținutului în elemente minore

Studiul elementelor minore din bauxitele masivului Pădurea Craiului arată în genere o creștere cantitativă de la formele oxidate spre cele reduse și o levigare masivă, cu excepția V și Be, în cazul deferizărilor. Vom examina cîte un profil tipic pentru fiecare caz.

1. **Bauxite primare.** Lentila Schireaua (fig. 9) prezintă o creștere continuă de la bază (bauxite ferice) către partea superioară (bauxite feroase verzi), a următoarelor elemente: Cr, Mg, V, Ni, Ba și puțin în Be și Co cum și scăderea conținutului de Pb. Este notabil faptul că V, Cr, și Ni marchează mai întîi o scădere în baza zăcămîntului, pentru a crește în mod remarcabil spre partea superioară. Zn arată mai întîi o scădere, ca și în cazul precedent, urmată de o creștere pregnantă cu o fixare (ușor diminuată) către partea cea mai superioară. Uneori (Aștileu), bauxitele conțin cantități excedentare de elemente minore indicînd aporturi hidrotermale, așa cum s-a arătat.

2. **Bauxite cu caractere secundare.** Lentila Ponița (fig. 10) este elocventă pentru examinarea comportării elementelor minore în procesul de deferizare; de la bauxita vișinie feroferică la cea roșie cu început de deferizare, se produce o migrare masivă a Mg, Mn și Pb, mai puțin a Ba. Migrarea acestor elemente continuă în mod evident de la bauxita roșie la cea roz după care încetează, pentru ca în cea albă să se găsească aceleași conținuturi (uneori sub limita de detecție). Scăderea cantitativă se constată și în cazul Zn și Ni cu deosebirea că, mai întîi (de la bauxita vișinie la cea roșie), se recunoaște o creștere cantitativă, scăderea maximă fiind atinsă în cele deferizate roz după care, ca și în cazul precedent, conținutul rămîne același.

O creștere marcantă în cursul procesului de deferizare de la Ponița o are V și mai puțin Be care, în prima sa fază, înregistrează o ușoară scădere cantitativă. Este remarcabil cazul deferizării, cu formarea bauxitei caolinoase, de la Aștileu. Chiar după deferizare, aceste roci, îmbogățite hidrotermal în elemente disperse, păstrează conținuturi comparabile cu cele din bauxitele nedeferizate, tipice, ale masivului Pădurea Craiului (ex: Ni).

O caracteristică a bauxitelor din acest sector al Munților Apuseni este prezența, în cantități excedentare, a Ni și Co care, alături de excesul de fier, constituie un argument suplimentar pentru derivarea lor dintr-un material de origine magmatică bazică.

Institutul Geologic al României

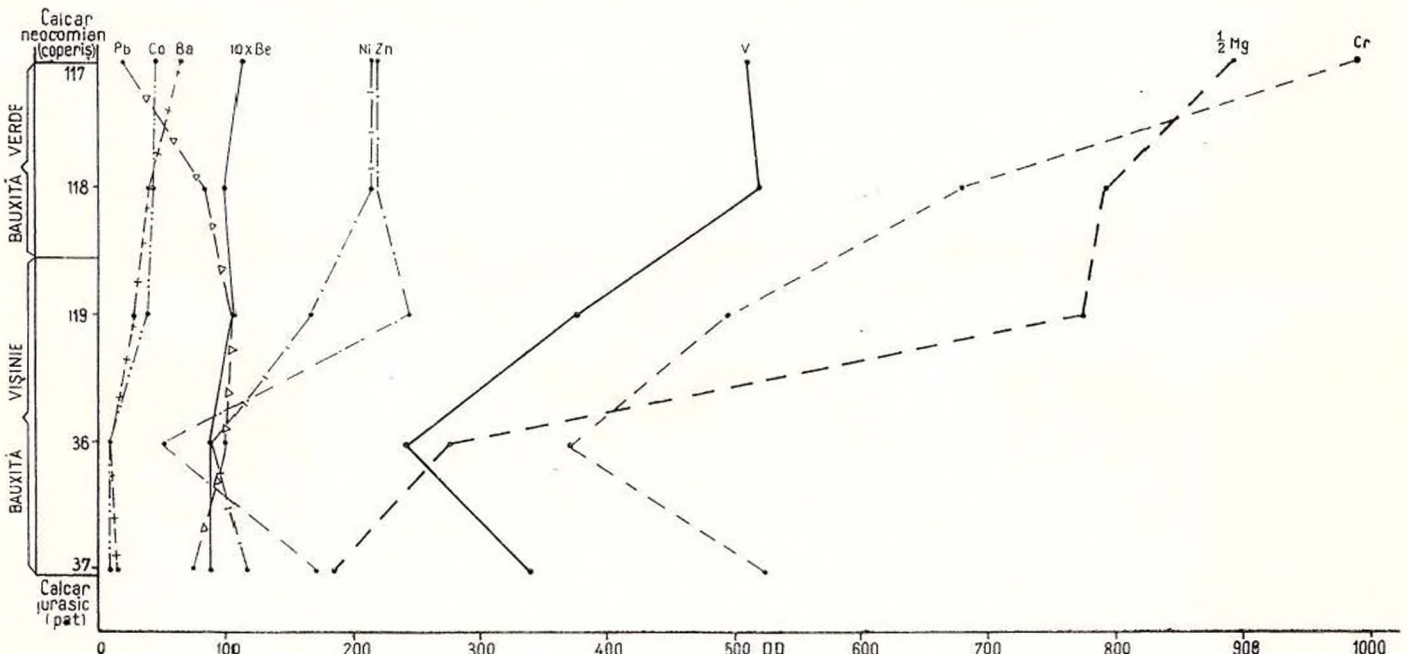


Fig. 9. — Variația conținutului în elemente minore pe profilul lentilei Schireaua.
Variation de la teneur en éléments mineurs le long du profil de la lentille de Schireaua.

Institutul Geologic al României

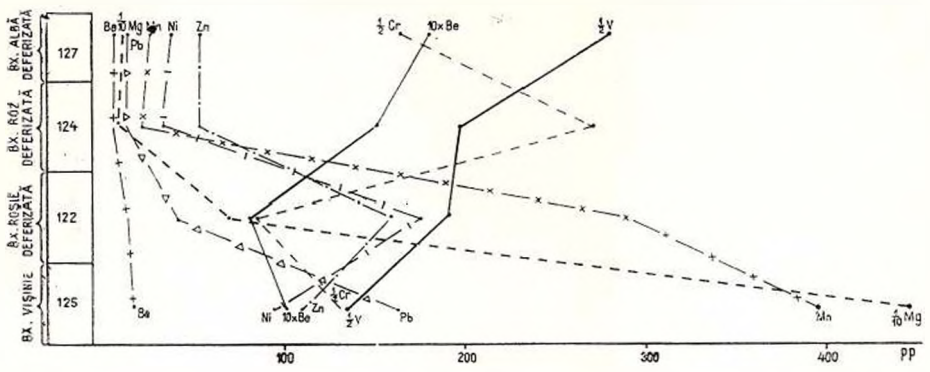


Fig. 10. — Variaţia conţinutului în elemente minore în procesul de deferizare — lentila Poniţa.

Variation de la teneur en éléments mineurs au cours du processus de déferrification — lentille de Poniţa.

IV. CONSIDERAŢII MINERALOGICE

Mineralele determinate în bauxitele din masivul Pădurea Craiului aparţin aproape exclusiv triadei Al-Fe-Ti, ionii săi fiind fixaţi mai ales sub forma de oxizi anhidri sau în diferite grade de hidratare, în subsidiar sub cea de silicaţi şi, cu totul excepţional, ca sulfuri sau carbonaţi.

Tabelele 4 şi 5 redau chimismul în comparaţie cu alcătuirea mineralogică, iar tabelul 3, repartiţia mineralogică pe tipuri de bauxite.

Este caracteristic şi foarte semnificativ faptul că, în masa acestor roci, nu se întîlnesc cu desăvîrşire niciodată minerale detritice sau resturi de organisme, această masă rezultînd integral din procese de precipitare anorganică urmate de diageneză, metamorfism şi alterare superficială. Mineralele triadei constituie 98—99,5% din masa rocii. Ele se găsesc atît în mezostază în stare de fină dispersie, rămase în gelul iniţial alumo-fero-titanat, nedecelabile microscopic sau suficient de bine dezvoltate pentru a fi recunoscute microscopic, de asemenea şi pe fisuri şi în ooide, cu dimensiuni adeseori convenabile.

În cele ce urmează vor fi prezentate caracterele mineralelor componente ale bauxitelor.

A) Mineralele aluminiului

În această grupă se cuprind cei mai importanţi componenţi ai bauxitelor: oxizii hidrataţi de aluminiu (diasporul, boehmitul şi gibbsitul), cum şi silicatul de aluminiu (caolinitul). Microscopic nu a fost pus în

Institutul Geologic al României

evidență decît diasporul și gibbsitul în cazurile în care dimensiunile cristalelor o permit, recunoașterea în masa criptocristalină făcîndu-se termodiferențial și mai ales roentgenografic, singura metodă care permite și deosebirea diasporului de boehmit.

Caolinitul, recunoscut aproape totdeauna pe cale microscopică, nu poate fi decelat pe cale termodiferențială în bauxitele cu conținuturi ridicate de leptoclorit, datorită suprapunerii efectelor endoterme de la 600° și efectelor contrare pe care le manifestă cele două tipuri de minerale în domeniul 900°—1000°C (caolinitul-exoterm, iar leptocloritele — endoterm).

Suprapunerea efectelor termice date de goethit peste cele date de gibbsit în aceeași regiune (300°—350°), face ca metoda termodiferențială să nu fie concludentă, pentru diferențierea acestor minerale, apelîndu-se la microscop sau la raze Roentgen.

Hidrogoethitul și hidrohematitul au fost recunoscute numai termodiferențial.

1) **Diasporul.** Componentul mineralogic cel mai frecvent întîlnit în toate tipurile de bauxite, cu precădere în bauxitele vișinii și în cele de culoare deschisă alb-gălbuie și galbene (Brusturi, Chicera Tarbii și Cheile Roșia-Albioara), este diasporul. El intră atît în compoziția masei fundamentale cît și a ooidelor, găsindu-se de asemenea și pe fisuri. În mezostază, diasporul se prezintă în toate stadiile intermediare, de la alumogel la cristale bine individualizate, cu tendință de idiomorfism și habitus prismatic - acicular. O caracteristică a diasporului fin cristalizat sau criptocristalin, separat din masa de alumogel feruginos, este prezența pigmentului feruginos brun-galben. Datorită forței scăzute de cristalizare a diasporului, acesta nu a putut fi eliminat în primele stadii, ci a rămas în cuprinsul cristalelor împrumutîndu-le culoarea brună, care maschează culorile de birefringență naturale. Pe măsura dezvoltării sale, diasporul se limpezește, cristalele devenind incolore, lipsite aproape total de incluziuni. Recristalizarea diasporului din masa fundamentală se face uneori haotic, alteori în puncte numeroase cu conture rotunde sau ovale, pseudooidale, fără limite nete cu mezostază.

În ooide, diasporul poate fi unicul constituent (ooide fără structură, monominerale), după cum poate fi dispus și în pături concentrice cu diverse grade de recristalizare sau, în alternanță cu alți constituenți mineralogici (ooide cu structură concentrică). În acest ultim caz, recristalizarea mai pronunțată a diasporului din unele pături poate să fi avut loc sub influența

Institutul Geologic al României

unor soluţii de origine hidrotermală pătrunse în corpusculii ooidali deja consolidaţi, pe calea unor fisuri de uscare. Tot de origine hidrotermală poate fi şi diasporul depus pe fisuri, uneori în asociaţie cu alte minerale (de obicei cu caolinit — pl. I, fig. 1). În unele cazuri, diasporul ooidelor are o dezvoltare periferică, sub o crustă subţire de hematit, exclusiv în ooidele bauxitelor de culoare închisă. El se orientează perpendicular pe această crustă, cu capetele prismelor aciculare îndreptate spre centrul ooidelor umplute cu caolinit. Situaţia aminteşte de aspectul geodelor, motiv pentru care considerăm un mod de formare asemănător. Un fapt de asemenea demn de evidenţiat este parageneza diasporului cu caolinitul în masa unor bauxite. La baza acestei asocieri pare să existe o legătură între cantitatea de caolinit şi gradul de dezvoltare dimensională al diasporului, astfel încît, acolo unde caolinitul este abundent, diasporul este în cantitate redusă, însă bine dezvoltat, aproape idiomorf (0,20/0,02 mm).

Roentgenografic i s-a determinat prezenţa în primul rînd în bauxitele roşii hematitice în timp ce, în bauxitele brune ca şi în cele verzi şi negre, este recunoscut alături de boehmit. În unele bauxite roşii feroferice (Schireaua) nu a fost recunoscut diasporul, ci numai boehmitul.

2. **Boehmitul.** Decelat, după cum s-a menţionat, numai roentgenografic, sîntem înclinaţi să admitem că apariţia boehmitului este mai mult sau mai puţin sincronă cu apariţia formei reduse a fierului, aşa cum s-a arătat mai sus. Acest mineral este singurul oxid de aluminiu în bauxitele roşii-vişinii feroferice de la Schireaua şi apare alături de diaspor în bauxitele cafenii. Bauxitele verzi şi verzi închise conţin fie ambii oxizi monohidrataţi (Aştileu şi Schireaua), fie numai boehmit (Schireaua), în timp ce bauxita neagră (lentila Jofi-Cheile Albioarei) conţine ambele minerale.

3. **Gibbsitul.** Unul dintre constituenţii subordonaţi, avînd dimensiuni foarte reduse, este gibbsitul care, în mod obişnuit, are un grad pronunţat de dispersie, fiind detectat în această stare pe cale roentgenografică.

Există însă şi cazuri, destul de rare, cînd dezvoltarea largă a acestui mineral a permis identificarea sa la microscop şi obţinerea de constante optice. Astfel, în unele bauxite de la Cornet, gibbsitul dezvoltă un habitus larg tabular (0,10 mmØ) în care se recunosc foiţele asociate după faţa (001) cu contur hexagonal incomplet. Extincţia, este de 22°, alungirea negativă, semn optic (+), fiind biax cu 2 V foarte mic, aproape uniax. Refringenţa, în comparaţie cu cea a diasporului cu care apare asociat,

Institutul Geologic al României

este mai scăzută (cantitatea redusă în care apare gibbsitul în această probă, nu a permis măsurarea refringenței prin metoda immersiei). Birefringența în culori vii a fost măsurată cu compensatorul Ehringhaus, $n_m = 0{,}016$. Dispersia înclinată a bisectricelor $r<v$, dovedește că este monoclinic, făcînd imposibilă confundarea lui cu boehmitul sau cu diasporul.

Gibbsitul apare în centrul ooidelor, asociat cu diasporul, care constituie zona periferică, structura acestor ooide fiind și în acest caz asemănătoare geodelor.

În alte bauxite (Remeți-Valea Iadului) gibbsitul, în cantitate redusă, cu același habitus caracteristic și culori vii de birefringență este asociat cu diasporul pe fisuri. Roentgenografic a fost identificat într-o bauxită galbenă, ca mineral secundar.

4. **Caolinitul.** O dezvoltare largă în bauxitele din masivul Pădurea Craiului o are și caolinitul. Acesta a fost recunoscut în marea majoritate a probelor studiate atît optic cît și termodiferențial și roentgenografic (cu unele excepții notate în tabel). Reprezintă un constituent principal, alături de diaspor în bauxitele de culoare alb-gălbuie și apare în proporții diferite în ooidele (pl. I, fig. 2) și pe fisurile tuturor tipurilor de bauxită (pl. I, fig. 3, 4).

Uneori devine constituentul preponderent al unor caolinuri bauxitice (Ponița-Aștileu-gal. I). La microscop caolinitul apare incolor, limpede, uneori pigmentat cu limonit; habitusul este de la solzos, extrem de fin (peste 0,005 mm Ø), pînă la foios, cu dimensiuni largi (0,05 mm Ø). Birefringența foarte scăzută, pînă la aproape izotrop în caolinitul fin solzos, se manifestă sensibil mai ridicată în foițele și pachetele cu dezvoltare largă și dispoziție vermiformă; în cazul pigmentării sale cu limonit, culorile sînt vii, improprii. Refringența măsurată după $n_m = 1{,}5665$.

În unele bauxite de la Roșia, de culoare alb-gălbuie, caolinitul este abundent, constituind o masă fin solzoasă în asociație cu diasporul. În porțiunile predominant caolinoase, se dezvoltă local în foițe largi, asociate după fața (001), dispuse în evantai cu dimensiuni maxime de 0,08/0,03 mm.

Caolinitul fin solzos apare frecvent în interiorul ooidelor pe care le umple complet, alteori ocupă numai centrul, ca într-o geodă ai cărei pereți sînt tapisați cu diaspor, anataz și rutil, sau se asociază ilmenitului tabular, transformat parțial sau total în rutil și hematit (Cheile Roșia-Albioara) (pl. I, fig. 2). În ooidele aproape exclusiv hematitice, caolinitul se dezvoltă spre centru cu dispoziție vermiformă (Cheile Roșia-Albioara și sectorul Gugu).

Institutul Geologic al României

B) Mineralele fierului

Dintre aceste minerale, cele mai frecvente sînt oxizii. Studiul microscopic, mai ales calcografic, a arătat că între aceştia domină hematitul primar sau secundar (martit). Prin hidratare, el trece în goethit şi apoi în hidrogoethit şi limonit, întreaga serie fiind produsul unor procese de alterare. În bauxitele feroferice cafenii şi feroase negre goethitul este mineral primar.

1. **Hematitul şi hidrohematitul.** Prezent mai ales în bauxitele vişinii şi roşii, în subsidiar în cele roz, hematitul apare ca un produs primar sub formă fin dispersă în mezostază cum şi în ooide sau în corpusculi de formă neregulată. Este probabil că avem de-a face cel puţin în mezostază şi cu forma de hematogel. Ia naştere deopotrivă şi prin alterare pe seama magnetitului şi ilmenitului, după magnetit fiind adeseori pseudomorf (martit). În atare cazuri, porţiuni din mineralele primare relicte se menţin în masa martitică. Prima sa fază de hidratare (hidrohematitul) a fost recunoscută termodiferenţial în unele bauxite roşii şi galbene.

2. **Goethitul şi hidrogoethitul.** Aceste minerale au fost decelate mai ales pe cale termodiferenţială şi roentgenografică. Avînd structură fibroradiară, goethitul a fost recunoscut însă şi în secţiuni subţiri (pl. II, fig. 1) şi mai ales în şlifuri, de ex. în bauxitele brune de la Brusturi. Termodiferenţial şi roentgenografic a fost pus în evidenţă sporadic în bauxitele vişinii, cafenii, cenuşii şi negre. În genere apare frecvent pe fisurile bauxitelor roşii şi vişinii, avînd culoarea cenuşie şi luciu metalic. Alteori, acest mineral se individualizează în corpusculi mai mult sau mai puţin sferici, cu dispoziţie fibroradiară sau pseudomorfozează magnetitul titanifer şi ilmenitul din ooide. Hidrogoethitul a fost recunoscut pe cale termodiferenţială în două probe de bauxite roşii (Brusturi şi Cornet) şi într-o probă de bauxită galbenă.

3. **Lepidocrocitul.** Mineralul pe care Beneslavski (1963) îl considera ca necaracteristic bauxitelor, lepidocrocitul, a fost recunoscut pe cale calcografică. El apare la periferia unor ooide transformate integral în goethit, în compania piritei hidrotermale. Este probabil că lepidocrocitul provine în aceste cazuri din alterarea piritelor (Ramdohr, 1962). Din acest motiv şi absenţa acestui mineral, care provine din oxidarea piritelor, este dovada în plus că bauxitele s-au depus în mediu oxidant. Într-adevăr, lepidocrocitul recunoscut în bauxitele din masivul Pădurea Craiului apare în directă corelaţie cu pirita şi deci secundar.

Institutul Geologic al României

4. **Limonitul.** Unul dintre mineralele secundare formate pe seama celorlalți oxizi este și limonitul. Sub formă difuză în masa rocilor, apare adeseori ca un produs al deferizării, concentrat pe fisuri. În unele cazuri (bauxitele vișinii de la Zece Hotare), limonitul înlocuiește pirita și marcasita (pseudomorf), asociate cuarțului pe fisuri, sau constituie o zonă periferică în unele formațiuni ooidale în jurul lepidocrocitului și goethitului.

5. **Magnetitul.** Din datele microscopice rezultă că, inițial, magnetitul s-a găsit în cantități apreciabile în majoritatea bauxitelor, mai ales în cele roșii și vișinii (lipsind în cele verzi).

Gradul de martitizare, în stadiul actual, este însă foarte avansat, relictele de magnetit în pseudomorfozele hematitice reprezentînd maximum 5—7 % din masa acestuia. Aceasta explică de altfel și lipsa susceptibilității magnetice la bauxitele noastre. Pseudomorfozele martitice au răspîndiri diferite: într-o bauxită roz din Cheile Albioarei ele apar mai ales în mezostază, lipsind în ooide; în bauxitele roșii și vișinii, pseudomorfozele de martit se găsesc adeseori în ooide, fie la periferia acestora, alcătuind o crustă continuă, fie constituind nucleul (în care magnetitul a rămas doar sub formă de mici insule sau de pături concentrice discontinue), fie în sfîrșit, alcătuind integral ooidul, înconjurat de o zonă fină de diaspor. În mod obișnuit ooidele bauxitelor vișinii sînt hematitice (pseudomorfoze după magnetit). Forma lor este rareori rotundă sau ovală în secțiune, de obicei corpusculii avînd forme colțuroase sau ușor rotunjite, datorită întreruperii tendinței de dezvoltare idiomorfă a magnetitului originar. Dimensiunile corpusculilor martitici variază între 0,30 și 2 mm, uneori depășind chiar această limită. Roentgenografic magnetitul a fost pus în evidență cantitativ, într-o probă de bauxită cenușie metamorfozată de la Remeți (format desigur pe seama hematitului).

Magnetit de natură hidrotermală, idiomorf, asociat cu caolinit, a fost întîlnit în unele bauxite de culoare galbenă (Zece Hotare, pl. II, fig. 2).

6. **Leptocloritele.** Recunoscute microscopic și detectate în mod remarcabil pe cale termodiferențială, leptocloritele constituie principala formă sub care este legat Fe^{++} în bauxite. Ele apar preponderent în bauxitele verzi și verzui-cenușii pe care le pigmentează, precum și în cele negre (Schireaua, Lunca Sprie, Roșia).

Leptocloritele se dezvoltă uneori pe fisuri și în bauxitele roșii feriee. Conținutul lor ridicat în fier feros (Fe_2O_3 : $FeO < 5$) a fost remarcat în

Institutul Geologic al României

o serie de bauxite de culoare roșie. Astfel sînt bauxitele roșii care marchează trecerea spre cele mai verzi de la partea superioară a lentilei Schireaua (bauxite feroferice). Este probabil că excesul de Fe^{++} din bauxitele cafenii să se găsească tot sub această formă, rămas însă cantitativ sub limita de detectare.

Din studiile termodiferențiale rezultă că varietatea de leptoclorit prezentă în bauxitele din masivul Pădurea Craiului, este foarte apropiată de specia nou identificată de N î r c o v (1959) în bazinul Donețului în legătură cu formațiunile carbonifere medii din cărbuni. Spre deosebire însă de leptocloritul din bauxitele noastre, sulunitul conține procente ridicate de alcali (cca 7 %)[11].

În secțiunile subțiri leptocloritul apare criptocristalin sau fin cristalizat, solzos, prezent în mezostază, pe fisuri și în ooide. Culoarea sa este galbenă, ușor brună, alteori galben-verzuie, iar habitusul, de la fin solzos în masa rocii la foios, dispus în pachete perpendiculare pe pereții fisurilor și atingînd dimensiuni maxime de 0,20 mm Ø. Extincția este paralelă cu clivajul, iar culorile de birefringență scăzute, anormale, albăstrui în foițele incolore, pal gălbui sau vii în foițele pigmetate cu limonit. Semnul optic variază de asemenea de la aproape U (—) în foițele pal gălbui, la B (+) cu 2 V foarte mic în foițele limonitizate.

În mezostază, leptocloritul cristalizat sau pigmentar pare să fie dezvoltat la întîmplare (primar). In unele cazuri, prezența lui se datorește fenomenului de substituție legat de circulația soluțiilor hidrotermale de temperatură joasă. Acest leptoclorit este masiv și larg dezvoltat, dispus pe fisurile rocii sau insinuat în cuprinsul ooidelor deja solidificate, pe căi rămase mărturie. În zăcămîntul de la Schireaua, masa întreagă a mezostazei prezintă grade diferite de cloritizare, aceste minerale apărînd uneori chiar în interiorul ooidelor, unde alcătuiesc zone între păturile de diaspor. Formarea leptocloritelor este aici un proces determinat de pătrundere în masa ooidelor, a unor soluții reducătoare, de natură probabil supergenă.

7. **Pirita.** Acest mineral este întîlnit foarte rar și în cantități subordonate în bauxitele primare roșii-vișinii ferice în care se găsește mai ales pe fisuri, asociat cu cuarțul și avînd origine evident hidrotermală. Mai frecventă este în bauxitele cenușii-verzui și mai rară în cele gălbui, albicioase, roz-albicioase, dispusă pe fisuri de-a lungul cărora adeseori

[11] De curînd B a r d o s s y a recunoscut roentgenografic varietatea „sudoit" (comunicare personală).

Institutul Geologic al României

se constată şi recristalizarea diasporului. În atare cazuri (Zece Hotare) apare o corelaţie strînsă între prezenţa acestui mineral şi procesele de deferizare, de natură evident hidrotermală.

În mod frecvent, pirita intră în alcătuirea unor corpusculi ooidali cu structură concentrică, formînd pături cu o dezvoltare discontinuă în jurul unui nucleu limonitic şi fiind înconjurată, la rîndul ei, de o crustă continuă de diaspor, fin cristalizat, pigmentat în galben-brun. Alteori, pirita apare asociată intim cu magnetitul sau constituie zone fin granulare, concentrice, întrerupte pe alocuri, în cuprinsul unor corpusculi. În atare cazuri, în partea centrală, pirita se dezvoltă cu habitus idiomorf şi este asociată cu diaspor recristalizat amintind structurile geodelor. În fine, în unele cazuri, se recunosc chiar căile de legătură cu pirita din masa corpusculilor, reprezentate prin fisuri de contracţie sau tectonice.

Pentru completarea imaginii genetice, amintim şi faptul că uneori, în bauxitele cenuşii, se găsesc glomeruli de pirită amintind formele de precipitare în mediul sedimentar, sub amorsă bacteriană.

8. **Marcasita.** Cu totul sporadică, marcasita apare în asociaţie cu cuarţul pe fisurile unor bauxite vişinii. De obicei prezintă un grad avansat de limonitizare.

9. **Hidrotroilitul.** Componentul probabil coloidal al bauxitelor negre, în asociaţie cu un redus adaos de substanţă bituminoasă este hidrotroilitul. Acesta nu a fost decelat prin nici o metodă de investigaţie, dar prezenţa pigmentului negru în bauxitele primare cu cel mai înalt grad de reducere, ne conduce spre o atare concluzie.

10. **Sideroza.** Într-un singur caz sideroza a fost recunoscută în alcătuirea unei bauxite cenuşii de la Zece Hotare şi numai pe cale termodiferenţială. Nu avem dovezi asupra naturii sale primare sau hidrotermale.

C) Mineralele titanului

S-a menţionat faptul că titanul prezintă conţinuturi constante în toate tipurile de bauxite. Mineralele sale sînt fie primare, disperse în alumogel (anataz), sau cristalizate în mezostază şi în ooide (rutil, anataz), fie secundare, epigenetice sau de alterare (ilmenit + hematit + rutil).

1. **Ilmenitul.** Ca şi magnetitul, ilmenitul apare adeseori în masa bauxitelor fiind intens alterat, pseudomorfozat de un agregat de hematit

Institutul Geologic al României

şi de rutil, în masa căruia rezistă uneori sub formă de insule relicte. Sub o astfel de formă a fost recunoscut în bauxitele roşii de la Roşia-Albioara şi de la Brusturi, unde ilmenitul apare frecvent în cuprinsul unor ooide în asociaţie cu diasporul şi cu caolinitul. Alteori, o parte dintre granulele de rutil existente în unele ooide apar independente, probabil de natură primară, aparent fără nici o legătură genetică cu granule de rutil secundar. În bauxitele vişinii şi roşii se întîlnesc frecvent pseudomorfoze de hematit şi rutil după cristale tabulare, idiomorfe,de ilmenit (pl. I, fig. 2).

2. **Rutilul.** Deşi în cantitate relativ redusă faţă de celelalte minerale din bauxitele studiate, rutilul este un mineral mai mult sau mai puţin constant. Cele mai ridicate procente apar în bauxitele vişinii de la Lunca Sprie. Presupunem că se găseşte şi sub formă criptocristalină în masa geliformă a mezostazei, din care se individualizează uneori sub formă de cristale în genere mărunte sau idiomorfe în cuprinsul ooidelor, ca şi pe fisuri. În unele ooide diasporice, rutilul alcătuieşte pături concentrice, mai mult sau mai puţin continue, dispuse în jurul unui nucleu de pirită parţial hematitizată (Cheile Roşia-Albioara). În bauxitele roz, rutilul este de obicei asociat cu diasporul şi cu caolinitul şi rareori cu anatazul.

Pe fisuri se alătură diasporului recristalizat. În numeroase cazuri s-a observat, aşa cum s-a arătat mai sus, transformarea ilmenitului tabular, din cuprinsul ooidelor, în rutil şi hematit (gal. 8, lent. 36, Cheile Roşia-Albioara).

3. **Anatazul.** Principala cantitate de TiO_2 recunoscută prin analize chimice revine anatazului prezent în mezostaza criptocristalină. Individualizat în cristale, anatazul apare însă cu totul sporadic în masa bauxitelor. În acest caz, dimensiunile sînt reduse (în medie 0,4 mm), iar habitusul idiomorf, cu contururi pătratice; constantele optice se obţin cu greu şi numai pe indivizii cristalizaţi, cu dimensiuni mai mari. Culoarea este negricioasă datorită proceselor de opacitizare. Adeseori anatazul, apare pe fisuri, asociat cu leptocloritul, diasporul şi pirita. În ooide, manifestă aceeaşi tendinţă de asociere cu pirita, cu diasporul şi mai rar, cu rutilul, sau cu grupul diaspor+leptoclorit+caolinit+hematit (pseudomorf după ilmenit); apare foarte rar în ooidele caolinoase. Excepţional a fost întîlnit în masa alumogelică a bauxitelor alb-gălbui de la Roşia şi în bauxitele roz de la Zece Hotare şi Cheile Roşia-Albioara, probabil relict.

Institutul Geologic al României

D) Mineralele întîmplătoare

În afară de mineralele triadei, descrise pînă aici, în mod cu totul subordonat și independent de procesul genetic al bauxitelor, apar după cum s-a menționat, cuarțul și calcitul, primul avînd origine hidrotermală, iar secundul fiind de natură exogenă.

1. **Cuarțul.** Acest mineral a fost recunoscut în unele probe însoțind pirita pe fisuri, alteori alcătuind adevărate filoane. În masa bauxitelor nu a fost întîlnit niciodată nici sub formă detritică și nici diagenetic. A fost pus în evidență pe calc roentgenografică într-o singură probă de bauxită de la Cornet, unde apare alături de caolinit și de goethit. Este posibil ca originea sa să fie, în acest caz exogenă, legată de materialul argilos pătruns de la suprafață odată cu infiltrările de lehm cuaternar.

2. **Calcitul.** De asemenea foarte rar în bauxite, apare și calcitul deși atît patul cît și acoperișul acestor roci este constituit din calcare. Termodiferențial a fost recunoscut, într-o bauxită galbenă la Călățea și într-o bauxită roz deferizată, din Cheile Albioarei. Este remarcabil faptul că, pe fisurile bauxitelor nu se găsește decît rareori calcit. Aceasta confirmă, odată în plus, ipoteza potrivit căreia apele care au adus materialul ce a colmatat fisurile tectonice din bauxite erau foarte reci, ținînd în soluție mult CO_2, ca urmare a topirii ghețurilor în perioadele interglaciare și în postglaciar, idee formulată anterior în studiile noastre privind lehmul carstic cuaternar (P a p i u, M î n z a t u, 1967; 1969).

Inclus în însăși masa bauxitei și avînd deci o origine corelată direct cu procesul de sedimentare, calcitul apare în mod excepțional la limita cu calcarele patului. Originea lui în acest caz este legată de materialul calcaros existent pe fundul bazinului de sedimentare, în momentul precipitării bauxitei (granule și chiar resturi de organisme, desprinse prin alterare de la suprafața rocii, așa cum se întîlnesc adeseori și în procesele de alterare actuale, de ex: bauxitele roșii bazale în lentila Schireaua). Deși conturul primar al acestor granule este evident, materialul a suferit o recristalizare totală, calcitul fiind monocristalin (chiar și în cazul resturilor de echinoderme) și mai rar poligranular. Acest calcit prezintă totdeauna clivaj și macle polisintetice. În cazul menționat, contactele dintre calcit și bauxită sînt sinuoase, festonate, dovedind o evidentă activitate de substituție diagenetică reciprocă, și aciditatea soluțiilor inițiale.

În breciile cu ciment de bauxită de la Cornet II, apar intrepătrunderi între bauxit și calcit cu o dezvoltare uneori preferențială, indicînd o

Institutul Geologic al României

circulație a soluției carbonatate rezultate din dizolvarea calcarului granular, pe o distanță cu totul redusă (cîțiva mm). Prezența CaO va fi discutată și mai jos.

E) Elemente subordonate

În ceea ce privește prezența unor minerale pe care le reclamă atît analizele chimice cît și diferențele evidențiate de calculele cristalochimice, trebuie să subliniem că în prezent nu avem indicii suficiente pentru aprecierea lor. Oxizii acestor elemente sînt în general, subunitari și fără îndoială că, în bună parte sînt absorbiți în masa gelurilor.

1. Oxidul de calciu. Acest component nu atinge niciodată 1% (maximum a fost recunoscut într-o bauxită roșie feroferică din sectorul Zece Hotare — 0,95%). Este posibil ca, în mare măsură, să fie legat de apele de infiltrație ale carstului, în cazurile în care analiza chimică recunoaște și CO_2 (două cazuri din 37 analize; în rest, CO_2 nu se găsește sau se prezintă ca „urme"). Conținuturile fără vreo legătură aparentă cu tipul petrologic de bauxită, variază astfel: absent în 25% din probe, urme în 35% din probe, > 0,1 în 40% din probe. Nu există nici o corelare între cantitatea de calciu și prezența diasporului sau diminuarea procentului de silice. El se găsește desigur legat de fosfați și, după B e n e s l a v s k i (1963), este prezent în minerale de tipul alumohidrocalcit, clorite și alte minerale a căror prezență nu a fost detectată, în cazul nostru.

2. Oxidul de magneziu. Unul dintre componenții chimici cu cele mai ridicate procente (peste 1,5%) în cadrul componenților subordonați este oxidul de magneziu. Acesta lipsește în 25% din probe, apare ca urme în 35% din probe și depășește 1% în 40% din probe. Deși supraunitar în bauxitele ferice vișinii (Cornet) și cu toate că poate diminua cantitativ pînă la urme, chiar la o bauxită verde, prezența sa peste 1% MgO este legată de bauxitele feroase și în special de cele verzi leptocloritice unde atinge pînă la 1,90%, leptocloritele putînd conține pînă la 7% MgO. Cu toate acestea MgO apare încă excedentar în aceste roci, cantitatea sa depășind uneori cu mult pe cea care reiese din calculele cristalochimice. Faptul că bauxita verde de la Schireaua nu conține magneziu, deși prezintă cel mai ridicat conținut de leptoclorit, conduce poate la presupunerea că ne găsim în prezența mai multor tipuri de atare minerale sau că varietatea respectivă nu are decît foarte puțin magneziu, fapt care ar corespunde formulei sulunitului, după N î r c o v (1959).

Institutul Geologic al României

3. Alcaliile. La concluzii analoge ne conduc şi alcaliile. Repartiţia lor nu reflectă vreo legătură aparentă cu tipul de bauxite primare. Variaţia acestor elemente este limitată şi apare astfel: Na_2O, absent în 3% din probe; urme, în 43% din probe şi 0,05—0,80% (în genere sub 0,50%), în 54% din probe. K_2O are următoarea repartiţie: absent, în 11% din probe; urme, în 33% din probe şi 0,05 — 0,30%, în 57%, din probe. Cantitatea maximă, de 0,27% K_2O, a fost găsită într-o bauxită roşie feroferică din lentila Schireaua. Este posibil aşadar ca aceşti alcali să fie legaţi în leptoclorite dar în cantităţi cu totul subordonate ceea ce, pe de altă parte, ar deosebi fundamental din punct de vedere chimic, cloritele din bauxitele masivului Pădurea Craiului de sulunitul citat. Este mai curînd probabil că alcaliile sînt fixate în geluri şi în mineralele caolinitice, aşa cum se admite unanim şi este în concordanţă cu faptul că procentele cele mai ridicate de K_2O se găsesc mai ales în bauxitele caolinice intens deferizate: în bauxita roz caolinoasă de la Poniţa şi în bauxita caolinoasă de la Aştileu, ambele cu 0,22% K_2O.

4. Manganul. Fluctuaţiile acestui oxid au fost discutate parţial în capitolul privind evoluţia elementelor minore. Este prezent în toate bauxitele analizate în următoarele cantităţi MnO = urme în 19% din probe; 0,01—0,30% în 81% din probe. Originea MnO este probabil în primul rînd exogenă, fiind prezent în cantitate mai mare în bauxitele primare şi scăzînd masiv în cursul procesului de deferizare.

5. Fosforul. Un component constant în bauxite este şi fosforul, fixat în gelul mezostazei ca urme în 11% din probe şi cu conţinuturi de 0,04—0,30% P_2O_5 în 89% din probe. Cantitativ se situează sub limita minimă a mediei în bauxite (0,4 — 0,6% P_2O_5) dată de B e n e s l a v s k i (1963). Observaţia acestui autor, potrivit căreia cantitatea de calciu din unele bauxite nu poate satisface în toate cazurile, pe cea de fosfor, în procentele cerute pentru constituirea apatitului, credem că este valabilă şi în cazul bauxitelor din masivul Pădurea Craiului. Pentru acest motiv, de ex. în zăcămîntul Tataria (hidrargilitic) sau în zăcămîntul Iutîscensc (diasporic), B e n e s l a v s k i (1963) admite că fosforul se găseşte legat în alumo- şi ferofosfaţi, în unele cazuri determinabili microscopic. Este posibil ca, în gelul complex al mezostazei, fosforul să se găsească în această formă, întrucît evoluţia sa este cu totul independentă de cea a calciului, probele cu conţinuturi evidente de P_2O_5 fiind total lipsite de calciu. În mod cu totul general, conţinutul de fosfor pare a se ridica uşor în cursul

Institutul Geologic al României

procesului de deferizare (în cazul bauxitelor galbene şi albe şi mai puţin în bauxitele roz).

F) Concluzii mineralogice cantitative

În lumina datelor calitative şi cantitative pe care le deţinem putem formula următoarele concluzii:

Dintre oxizii de aluminiu hidrataţi domină cantitativ şi în mod categoric diasporul care, în bauxitele vişinii (bazale), apare aproape exclusiv. Din zece analize, opt arată prezenţa sa exclusivă, una conţine diaspor şi boehmit (D : B = 12:1) şi una singură, în lentila Schireaua, numai boehmit. Bauxitele feroferice sînt fie exclusiv diasporice (majoritatea celor vişinii şi 40% din cele roşii), fie exclusiv boehmitice (60% din cele roşii), fie diaspor-boehmitice (cele cafenii cu raportul D : B = = 10 :1).

În cadrul bauxitelor feroase domină caracterul boehmitic. Bauxitele verzi, două din trei, sînt diasporo-boehmitice (raportul D :B = $1^1/_2$: 4 şi 1 :1) iar o probă este boehmitică, în timp ce bauxita neagră este boehmitică. Bauxitele deferizate şi metamorfozate sînt exclusiv diasporice, cu excepţia celei caolinoase care este şi boehmitică. Cantitatea de alumină este în genere constantă, crescînd prin deferizare. Gibbsitul apare sporadic ca produs secundar de hidratare. Caolinitul pare a creşte cantitativ paralel cu scăderea rH-ului din mediul de acumulare, cu scăderea cantităţii de fier total şi cu sporirea celei de silice şi de alumină.

Dintre oxizii fierului, cel mai frecvent este hematitul. În unele cazuri, în bauxitele vişinii apare şi goethitul (în cca 30% din probe) în procente subordonate, de 1—3% într-un singur caz (Cornet) depăşind cantitatea de hematit (raportul G :H = 12,9 : 8,6). În bauxitele feroferice roşii şi vişinii apare exclusiv hematitul, cu o singură excepţie (Remeţi) în care, a treia parte din oxidul feric este atribuită goethitului. Bauxitele feroferice cafenii conţin ambele minerale, într-un caz (Călăţea) cantitatea de goethit fiind dublă faţă de cea de hematit, iar în al doilea (Zece Hotare) cantităţile fiind egale.

Dintre bauxitele feroase, cele verzi conţin numai hematit, iar o bauxită verde-cafenie prezintă în plus şi goethit (H : G = 2 :1). Bauxita feroasă neagră conţine un exces de goethit faţă de hematit (H : G = = 1: 2,7).

În bauxitele deferizate (tab. 5, fig. 7) raportul dintre cantitatea de hematit şi cea de goethit este variabil. În cele roşii apare numai hematitul, în cele roz uneori situaţia este analogă, alteori goethitul domină

Institutul Geologic al României

asupra hematitului pentru ca, în cele galbene, să se întîlnească ambii oxizi, în cele mai variate proporţii. În bauxitele albe, odată cu scăderea covîrşitoare a cantităţii fierului, hematitul rămîne exclusiv (±1,2%). În bauxita cenuşie deferizată se găseşte numai hematit, în cantitate ridicată, iar în cea metamorfozată hematitul se găseşte în proporţii analoge cu magnetitul (14 : 12). Acest din urmă mineral apare în unele bauxite ferice şi feroferice (0,5—1%), lipsind în cele feroase ca şi în cele deferizate.

Leptocloritul reprezintă prima formă sub care se fixează fierul feros, în evoluţia de la mediul oxidant la mediul reducător, constatat atît în seria „hematit-leptoclorit" cît şi în cea „goethit-pirită", şi caracterizînd mai ales domeniul bauxitelor verzi în care atinge 17,20% (Schireaua).

În bauxitele ferice vişinii, leptocloritul apare sporadic şi în cantităţi sub 2%, cu excepţia bauxitei din valea Iadului, care este uşor metamorfozată (2,44% leptoclorit). În bauxitele feroferice procentul său creşte, fiind prezent în cantităţi mai mari (± 10%), în cele vişinii (pe care putem considera că le caracterizează chiar) şi în cantităţi remarcabile faţă de cele roşii şi cafenii, în care nu depăşeşte 5,5%. Leptocloritul atinge procentul maxim în bauxitele feroase, aşa cum s-a arătat, deşi uneori chiar în acestea poate scădea pînă la 3,18% (Schireaua).

În bauxitele deferizate, leptocloritul este prezent în cantităţi scăzute şi variabile (0,15—3,66%) lipsind adeseori, fără vreo corelaţie aparentă cu culoarea şi cu gradul de deferizare.

Conţinutul în pirită este în general foarte scăzut. În bauxitele roşii, vişinii şi deferizate (galbene sau cenuşii), pirita are origine hidrotermală, în timp ce în bauxita neagră, natura sa poate fi şi sedimentară. Cea mai mare cantitate de pirită apare în bauxitele cenuşii, în care au intervenit aporturi hidrotermale.

Anatazul (± rutil) este unul dintre mineralele cele mai constante, prezent în toate tipurile de bauxite în cantităţi ce variază între limite foarte apropiate (2,04—3,80%). Deşi cantitatea cea mai mare de rutil a fost remarcată în bauxitele vişinii şi roşii de la Lunca Sprie, conţinutul în TiO_2 nu atinge aici valorile cele mai ridicate aşa cum ar fi fost de aşteptat şi aceasta datorită faptului că de obicei TiO_2, deşi prezent în mezostază şi ooide, nu se individualizează ca mineral independent ci rămîne dispers în gelul alumo-feruginos sub formă de anataz de mare dispersie.

V. CARACTERE PETROGRAFICE

Sub raport petrografic, bauxitele din masivul Pădurea Craiului se caracterizează prin structuri ooidale sau geloide, criptocristaline pînă la

Institutul Geologic al României

recristalizate. Raportul dintre cantitatea de ooide şi mezostază variază pe o scară foarte întinsă. Pigmentul hematitic îngreunează mult examinarea, iar procesele de deferizare dezvăluie caracterele structurale.

Bauxitele din acest sector al Munţilor Apuseni nu prezintă niciodată o stratificaţie primară, caracterul şistos fiind secundar, datorit presiunilor orogenetice.

Este remarcabil faptul că, deşi chimismul şi alcătuirea mineralogică le deosebeşte fundamental, bauxitele roşii şi vişinii sînt sub microscop foarte asemănătoare, cantitatea de hematit mascînd celelalte minerale care se găsesc în stare de fină dispersie în masa de gel alumino-fero-titanat.

Din aceste motive descrierea petrografică a bauxitelor se va face după criteriul culorii : vişinii, roşii, cafenii, verzi, negre (bauxite primare); roz, galbene, albe, cenuşii, adăugîndu-se şi cele metamorfozate (bauxite secundare).

A) Bauxitele vişinii

Culoarea vişiniu-violacee este predominantă pentru bauxitele din masivul Pădurea Craiului.

Textura acestora este fie masivă compactă, fie şistoasă.

În masa unor bauxite vişinii-violacee de la Cornet (lentila 107), avînd caracter şistos, se remarcă separaţii sferoidale cu diametrul de cca 20 cm, cu o dispoziţie concentrică, realizată de pături cu grosimi centimetrice, rezultate din contracţiile de uscare ale gelului bauxitifer.

Intensitatea culorii acestor bauxite este legată de cantitatea de pigment hematitic existent. Structura ooidală rezultă din prezenţa corpusculilor ooidali, în proporţie faţă de mezostază de 1:5. În bauxita bazală de la Schireaua, proporţia ajunge de 1 :3. În general corpusculii sînt constituiţi preponderent din hematit primar sau format pe seama magnetitului. În bauxitele vişinii masive, compacte, aceşti corpusculi au luciu metalic şi culoare cenuşiu-albăstruie, dovedind un grad de prospeţime mai pronunţat decît corpusculii bauxitelor cu textură şistoasă, pe care alterarea avansată i-a transformat într-o substanţă limonitică, friabilă.

În secţiuni subţiri, bauxitele vişinii prezintă o matrice colomorfă, opacă, foarte rar transparentă, în care se observă, în afara corpusculilor metalici amintiţi, o serie de ooide feruginoase, evidenţiate de peliculele de diaspor din jurul lor (pl. II, fig. 3). Forma acestora este în general ovală, mai rar rotundă, iar dimensiunile variabile, în general submilimetrice. Corpusculii de martit, pseudomorf după magnetit, au dimensiuni milimetrice (max. 6 mm Ø) şi conturul frecvent angular sau neregulat.

Institutul Geologic al României

În cantitate mai redusă sînt prezente şi ooide complexe ca şi fragmente cu caracter detritic şi extrem de rar, spastolite (Lunca Sprie).

Structura ooidelor este simplă, foarte rar concentrică; majoritatea ooidelor au însă periferia constituită din diaspor criptocristalin, depigmentat, iar centrul nu se deosebeşte cu nimic de mezostază, avînd acelaşi caracter feruginos. Foarte rare sînt cazurile în care periferia acestor ooide este feruginoasă, mai decolorată decît mezostaza iar centrul diasporic, criptocristalin.

Ooidele monominerale sînt de obicei diasporice, criptocristaline, cu o uşoară zonalitate dată de pigmentarea neuniformă.

Foarte rar ooidele sînt exclusiv caolinoase (Cornet, Roşia).

Ooidele pot avea compoziţie diferită, fără a exista o zonalitate în dispoziţia mineralelor. Astfel, unele ooide hematitice au un aspect ciuruit la centru, unde se dezvoltă diaspor cristalizat larg. Alteori se dezvoltă, leptoclorit fin solzos în cuiburi fine (Brejeşti), sau caolinit în formaţiuni vermiforme (Cornet II). Ilmenitul idiomorf, cu habitus tabular, este prezent în ooidele largi, feruginoase, fără structură, prezentînd un grad incipient de alterare cu formarea de hematit.

Un constituent obişnuit al bauxitelor vişinii bazale de la Schireaua, este şi leptocloritul prezent atît în ooide cît şi în mezostază (bauxită feroferică). Tot în aceste bauxite s-au remarcat resturi de organisme provenite din calcarele subjacente, cum sînt radiolele de echinide şi entrocele de crinoide. Alteori sînt prezente fragmente calcitice recristalizate, de dimensiuni milimetrice sau submilimetrice, provenind tot din calcarele jurasice din pat. În acest caz, au conture sinuoase ca efect al activităţii de disolvare diagenetică cu caracter local.

Corpusculii ooidali descrişi pînă aici, considerăm că aparţin unei prime generaţii cu grade diferite de dezvoltare.

Unii dintre ei, datorită stării de plasticitate pe care o aveau în momentul consolidării bauxitei, s-au deformat şi cel mult s-au aplatizat, fără a se sparge. Parte din aceste ooide au fost reluate într-o nouă fază de precipitare a mediului fero-aluminos şi înglobate, cîte una sau două la un loc, într-o mantie comună de gel alumo-feruginos. Arareori ooidele complexe, conţin mai mulţi corpusculi.

Singurele aspecte detritice din aceste bauxite rezultă din prezenţa, în cantitate redusă, a fragmentelor bauxitice cu caracter diasporic sau a fragmentelor feruginoase cu masa hematitică, avînd ooide de asemenea feruginoase. Conturele acestor fragmente sînt neregulate, lobate, ca re-

Institutul Geologic al României

zultat al corodării lor de către mezostaza actualului bauxit, iar dimensiunile milimetrice.

Fisurile, foarte fine, sînt umplute frecvent cu diaspor sau cu caolinit (Roşia), mai rar cu goethit (Gugu).

B) Bauxitele roşii

Bauxitele roşii au o răspîndire aproape la fel de mare ca şi bauxitele vişinii, fiind caracterizate prin aceleaşi texturi masive şi şistoase. Intensitatea culorii este, şi în acest caz, condiţionată de distribuţia pigmentului hematitic.

Bauxitele roşii reprezintă un stadiu incipient în procesul de deferizare. Datorită acestui fapt, mezostaza colomorfă, vişinie, opacă în cazul precedent, devine roşie, uşor transparentă şi de obicei recristalizează. Pigmentul hematitic, care la bauxitele vişinii este uniform repartizat, la bauxitele roşii manifestă o tendinţă de concentrare, de aglomerare în mezostază. Recristalizarea diasporului din mezostază îndepărtează pigmentul feruginos din cuprinsul cristalelor sale. În urma acestui proces se evidenţiază aşadar mai clar structura ooidală a bauxitelor, proporţia ooidelor faţă de mezostază fiind 1 :3.

În secţiunile subţiri, mezostaza se prezintă colorată neuniform, cu zone mai intense alături de zone uşor transparente (pl. II, fig. 4). Zonalitatea ooidelor apare mai pregnantă decît în cele vişinii datorită recristalizării diasporului în grade diferite şi în pături concentrice, sau datorită gradului diferit de depigmentare a ooidelor.

Bauxitele roşii conţin ooide feruginoase care ating, şi în acest caz, dimensiunile maxime. Se constată însă o accentuare a gradului de hidratare, fiind prezent aproape totdeauna goethitul în locul martitului.

Ooidele sînt fie monominerale (diasporice, caolinoase, feruginoase), fie cu un început de zonalitate, avînd centrul umplut cu caolinit sau diaspor şi periferia feruginoasă.

La Schireaua, ooidele feruginoase au leptocloritul dezvoltat la centru. Într-un astfel de ooid s-a remarcat şi gibbsit asociat cu diasporul constituind cuiburi în masa feruginoasă opacă (Lunca Sprie).

În restul bauxitelor roşii, ooidele au caracterele asemănătoare ooidelor din bauxitele vişinii, cu excepţia acelora în care ilmenitul tabular prezintă un grad foarte avansat de transformare în rutil ± anataz + + goethit, aproape totdeauna în prezenţa caolinitului care umple interstiţiile sau centrul ooidelor (pl. I, fig. 2). Bauxitele de la Lunca Sprie conţin

Institutul Geologic al României

cea mai mare cantitate de rutil observată microscopic, față de restul bauxitelor.

Ooidele complexe sînt de asemenea rare, după cum foarte rare sînt și spastolitele (pl. III, fig. 1).

Tot în lentila de la Schireaua, în zona de tranziție de la bauxita roșie la bauxita verde, se remarcă spastolite și o structură detritică mai accentuată decît în cazul altor bauxite, ooidele complexe cuprinzînd mai mulți nuclei angulari, hematitici. Tot aici mezostaza alumo-feruginoasă apare impregnată cu leptoclorit (bauxită feroferică).

O caracteristică a bauxitelor roșii o constituie gradul de recristalizare mai accentuată a diasporului din ooide decît a celui din matrice.

Fisurile numeroase au înlesnit circulația soluțiilor hidrotermale care au depus caolinit și în cuprinsul ooidelor. Sub influența acestor soluții ilmenitul s-a transformat în rutil+goethit. Alte fisuri au favorizat de asemenea recristalizarea diasporului din mezostază în timp ce, în alte situații, diasporul a fost depus împreună cu goethitul. Goethitul singur poate umple astfel de fisuri (Vîrciorog, Brusturi) (pl. II, fig. 1).

C) Bauxitele cafenii

Acest grup de bauxite se caracterizează prin culoarea cafenie cu nuanțe verzi sau kaki și structura ooidală- detritică și cu frecvente spastolite (pl. III, fig. 2, 3). Masa fundamentală a rocii este în stare colomorfă (alumogel feruginos) pînă la criptocristalină. Ea are un pronunțat caracter goethito-leptocloritic, datorit atît amestecului intim al acestor minerale în mezostază, cît și prezenței lor pe fisuri fine.

Ooidele acestui tip de bauxite prezintă și de această dată forme variate, ocupînd din volumul rocii 25 % pînă la 80 % (lentila Jofi).

Ooidele cu structură simplă, constituite în general din două zone mai puțin nete, sînt predominante. În general, zona externă este alcătuită din diaspor și boehmit (?), centrul fiind ocupat de martit (după magnetit), sau ilmenit și diaspor. Acest tip de ooide au dimensiunile cele mai reduse (în jur de 0,40 mm Ø).

Uneori apar și ooide monominerale, exclusiv hematitice cu dimensiunile maxime (pînă la 2,5 mm Ø), sau alcătuite din diaspor în grade diferite de recristalizare, centrul fiind întotdeauna mai bine cristalizat decît periferia.

Alături de acestea, sînt prezente și ooide cu structură concentrică, constituite în mod obișnuit dintr-o alternanță de pături feruginoase,

Institutul Geologic al României

de nuanțe roșii cu intensități diferite și pături de culoare deschisă, geliforme, de natură aluminoasă.

Partea detritică a rocii este redusă la cîteva ooide sparte și la fragmente de dimensiuni largi, provenind dintr-o bauxită formată anterior, dar de constituție foarte apropiată de cea a bauxitei în care sînt prinse. Această bauxită preexistentă are de asemenea o structură ooidală; corpusculii sînt în acest caz goethitici, bordați de o crustă fină de caolinit (?); alteori natura crustei nu poate fi identificată datorită stării colomorfe și numai culoarea sa deschisă poate face posibilă deosebirea acestor ooide de matrice.

Dimensiunile sînt în general largi (1,75—0,45 mm Ø). Matricea bauxitei remaniate are o culoare mai deschisă decît mezostaza bauxitei cafenii și se pare că este predominant diasporică sau boehmitică.

Ooidele deformate (spastolite), care demonstrează starea lor de plasticitate pronunțată în momentul acumulării, au în multe cazuri hematitul dispus periferic, formînd o crustă incompletă, în unele cazuri pătrunzînd și în interiorul ooidului al cărui centru este leptocloritic.

Roca în ansamblu este fisurată, fisurile cu diaspor traversînd uneori și ooidele. Alte fisuri conțin leptoclorit și goethit, sau caolinit foios în cuprinsul căruia se dezvoltă diaspor idiomorf, sau în fine fisurile cu leptoclorit prezintă un aspect sinuos.

Caracterele acestor bauxite conduc la concluzia că depunerea lor a avut loc într-un mediu destul de oxidant, poate cu variații periodice, dintr-o soluție în care cantitatea de fier a fost cu mult inferioară celei de aluminiu. Este probabil că la formarea acestor bauxite au intervenit procese de remaniere intraformațională în condiții analoge celor ce vor fi arătate la bauxitele verzi.

D) Bauxitele verzi

În partea superioară a lentilei de bauxită roșie de la Schireaua, se dezvoltă o bauxită verde, cu structură ooidală-detritică și textură orientată în ansamblu. Culoarea verde a rocii se datorește leptocloritului (pl. III, fig. 4).

În masa fundamentală de natură allitică se individualizează local, în jurul ooidelor, zone de leptoclorit care par a fi dezvoltate diagenetic în mezostază (în stare amorfă sau criptocristalină). Alteori leptocloritul, care constituie mici venule sinuoase în mezostază, paralele cu vaga stratificație a rocii, se insinuează și în interiorul corpusculilor ooidali care sînt umpluți cu o substanță opacă. Tranziția de la această substanță

Institutul Geologic al României

opacă spre leptoclorit fiind gradată, ne face să presupunem că ea reprezintă acumulări inițiale de argilă cu substanță organică rămasă eventual din mlaștinile de origine. Aceeași tranziție este remarcabilă și în mezostaza care prezintă grade variate de pigmentare, pînă la opacitizare.

Structura ooidală este dată de prezența corpusculilor care alcătuiesc 25—35% din rocă, avînd în majoritate dimensiuni milimetrice sau submilimetrice (pînă la 0,10 mm Ø).

Ooidele au în general structură concentrică, alteori această structură lipsește. Majoritatea sînt rotunde, ovale, alături de ele apărînd fragmente dintr-o bauxită ooidică remaniată, caracterizate prin forme angulare, uneori denaturate diagenetic alteori deformate mecanic, indicînd o remaniere în stare plastică. Remarcăm frecvența formelor spastolitizate, care mulează ooidele ovale sau rotunde, dovedind de asemenea o stare plastică și o origine ceva mai recentă decît a celorlalte ooide. Unii corpusculi sînt fracturați în intimitate, mai ales în zona interioară, iar microfragmentele nu apar deplasate, sau sînt deplasate extrem de puțin unele în raport cu altele indicînd o fragmentare în cursul întăririi sedimentului, în faza diagenezei primare. Corpusculii ooidali sînt în general lipsiți de oxid feric.

Fragmentele de bauxit au același caracter ca și roca în care se găsesc înglobate și de care se deosebesc numai prin nuanța diferită a culorii. Din masa lor ies uneori în relief, sub forma unor intrînduri în masa fundamentală, ooidele care s-au format inițial în bauxita remaniată. Această remaniere a avut un caracter strict local, intraformațional, în cadrul sistemului de lagune de pe carst.

Faptul că ooidele acestor bauxite sînt exclusiv allitice în timp ce masa liantă are caracter pronunțat leptocloritic, arată că precipitarea lor a avut loc într-un mediu cu mult mai sărac în oxigen, decît în cazul celorlalte bauxite. În acest mediu, din soluția feroaluminoasă a precipitat mai întîi hidroxidul aluminos care a alcătuit corpusculii și, într-o fază imediat următoare, ferogelul leptocloritic (fierul precipitînd sub formă de silicat care pare de altfel insinuat ulterior), datorită redoxipotențialului mai scăzut al mediului.

Procesele hidrotermale următoare au accentuat poate caracterul cloritic (funcție de cantitatea fierului redus) din depozit. Cum tranziția dintre bauxita roșie din partea inferioară a zăcămîntului de la Schireaua și zona de culoare verde, de la partea superioară, se face în mod gradat, admitem că tot în același mod s-au schimbat și condițiile de redoxipotențial al mediului de sedimentare. Sporadic, soluțiile acestea s-au infiltrat

Institutul Geologic al României

prin fisurile ooidelor, pătrunzînd la limita dintre păturile diasporice şi depunînd direct sau substituind substanţa primară cu leptoclorit, care alcătuieşte un strat cu mult mai gros în masa ooidului. Alteori ooidele par a avea centrul spart şi umplut cu material fin criptocristalin, cu culori de birefringenţă scăzute, probabil caolinit de neoformaţie. În fine, în alte cazuri, ooidele apar substituite integral cu un amestec intim din cele două substanţe citate mai sus. Pătrunderea soluţiilor în interiorul ooidelor s-a produs pe crăpături de uscare localizîndu-se mai ales între păturile concentrice de diaspor.

E) Bauxitele negre

Aceste roci au o răspîndire foarte redusă în masivul Pădurea Craiului prezentînd de multe ori tranziţii spre brun închis, în acelaşi corp de bauxită. Caracteristica acestora o constituie prezenţa în cantitate excesivă a corpusculilor de dimensiunile cele mai variate, într-o aglomerare heterogenă de culoare brună, uneori opace, constituind cca 80% din volumul rocii (pl. IV, fig. 1,2).

Mezostaza, redusă la interstiţii, adesea cu caracter pelicular, are aceeaşi culoare brun-negricioasă, fiind slab birefringentă, de obicei izotropă pînă la opacă. Ea reprezintă un alumogel feruginos microcristalin asociat de obicei cu leptoclorit, mai rar cu caolinit şi pigmentat probabil cu pigment hidrotroilitic, care se dezvoltă mai ales în masa interstiţială. Local, în mezostază, ca şi pe fisurile de contracţie, se individualizează cristale bacilare de diaspor, formate sub influenţe epigenetice, poate chiar hidrotermale, asociate cu o foarte mică cantitate de gibbsit.

Spre deosebire de celelalte tipuri de bauxite, bauxitele negre au ooide cu structură concentrică, rezultate din alternanţa unui număr de 3—5 pături. Uneori numărul acestora este mai mare, datorită repetării păturilor de aceeaşi constituţie mineralogică.

Cînd corpusculii sînt totalmente recristalizaţi, structura concentrică primară se şterge.

Dimensiunile corpusculilor variază între 0,20—6,0 mm Ø.

Corpusculii mici ($< 0{,}75$ mm Ø) sînt în genere circulari şi lipsiţi de structură concentrică sau alcătuiţi din cel puţin două pături diasporice, dintre care una, în genere cea centrală, are o pigmentare mai intensă şi apare asemenea unui nucleu. Pătura externă are uneori forme lobate sau neregulate, rezultate din mularea reciprocă cu ceilalţi corpusculi. Alteori, ooidele boehmitice au centrul feruginos sau feruginos-lepto-

Institutul Geologic al României

cloritic, rareori exclusiv leptocloritic. Ceva mai rar ooidele complexe includ cîte două-trei ooide mici.

Corpusculii mijlocii (0,75—1,5 mm Ø), în afara formelor rotunde sau ovale, prezintă adeseori forme alungite, turtite sau mulează pe cei din apropiere. În unele cazuri sînt alcătuiți din una sau din mai multe pături succesive de culoare brună, conturînd un nucleu central care poate fi un ooid preexistent sau fragmente și granule de bauxit cu forme alungite sau rotunjite și cu caractere petrografice destul de variate, dar de aceeași constituție cu bauxitele prezentate. Astfel se recunosc fragmente opace, sau aproape opace, cu mult pigment feric, și leptoclorit (pl. IV, fig. 2) și fragmente de bauxite cu ooide mai mult sau mai puțin asemănătoare rocii însăși, dar în care proporția corpusculilor este redusă la 20—40% din masa rocii.

Corpusculii mari, milimetrici pînă la centimetrici, reprezintă fragmente de bauxită preexistentă rotunjite sau colțuroase, înconjurate uneori de cel mult o singură crustă de alumogel cu mult mai deschisă la culoare. În masa lor se recunosc uneori zone sau insule cu forme lobate, stelate sau sinuoase, alcătuite dintr-un amestec intim, fin cristalizat de diaspor și de leptoclorit ± caolinit, formate în mod indubitabil sub influența unor soluții epigenetice, poate chiar hidrotermale. De altfel, aceleași minerale apar individualizate uneori între ooidele fragmentelor substituind mezostaza, ca și pe fisurile de contracție din ooide sau din matrice, sau pe fisurile produse în urma eforturilor tectonice, dovedind o origine analogă. Se recunosc cazuri în care întregul fragment a fost substituit cu acest amestec de neoformație, în jurul corpusculului păstrîndu-se o crustă subțire, opacă, probabil de natură argilo-organică. In această crustă se individualizează, asemenea unor filamente împletite, vine subțiri de leptoclorit.

Este evident că acest tip litologic rezultă din remanierea într-un mediu mai reducător, a unui material bauxitic preexistent, poate chiar în stare plastică, însoțită de precipitări sincrone sau penecontemporane. Intervenții ulterioare epigenetice și hidrotermale au modificat caracterul primar al sedimentului.

F) Bauxitele roz

O etapă ceva mai avansată în procesul de deferizare a bauxitelor vișinii, este reprezentată de bauxitele de culoare roz, a căror colorație neuniformă reflectă neuniformitatea în intensitate a acestui proces. Tranziția spre bauxitele de culoare galbenă este gradată. Structura rocilor

Institutul Geologic al României

este ooidală, în unele probe ooidele reprezentînd 90—95% din masă (pl. IV, fig. 3) (Cornet, Vîrciorog) în altele numai 15%.

În primul caz, matricea este foarte redusă, dar diasporul prezent în ea are un grad mai avansat de cristalinitate decît diasporul ooidelor. Pigmentul hematitic este prezent însă în mezostază într-o proporție mult mai redusă. Dimensiunile ooidelor sînt relativ uniforme, în jur de 0,3 mmØ.

Un caz deosebit îl oferă o bauxită roz din sectorul Vîrciorog, la care deferizarea nu a provocat recristalizarea ooidelor sau a mezostazei care apar, în secțiune subțire, colomorfe, fără a li se putea preciza natura, avînd aspect identic, încît numai prezența pigmentului hematitic rămas în ooide le deosebește de mezostază (pl. V, fig. 1). În cazuri aproape similare, foarte rar, se remarcă diaspor recristalizat la centrul ooidelor, în timp ce pe fisuri se remarcă caolinit fin solzos.

În majoritatea cazurilor, ooidele au forme variate și structură simplă, concentrică sau complexă. Ooidele cu structură concentrică sînt alcătuite din strate de diaspor cu cristalinitate diferită. Un caz aparte îl prezintă unele ooide constituite din pături de naturi diferite, primare și secundare. Cele de origine primară sînt alcătuite din diaspor fin cristalizat și pigmentat cu hematit, constituind cruste continui sub care urmează pături discontinui de diaspor mai larg cristalizat și limpede. Cel de al treilea strat, spre interior, este format din rutil fin granular, asociat cu pirită, corespunzînd unei zone mai bogate în titan. În sfîrșit centrul ooidului este umplut cu o masă de hematit (sau limonit) în care se dezvoltă cîteva cristale de diaspor mai larg cristalizat și mai limpede decît în precedentele. Caracteristica acestui tip de bauxit o constituie pe de o parte abundența rutilului în ooide, constituind pături mai mult sau mai puțin continui în asociație uneori cu diaspor și caolinit, iar pe de altă parte prezența piritei de natură hidrotermală (în proporție de 20%), care umple uneori aproape total ooidele. Trebuie subliniată existența caolinitului care, cantitativ, ocupă locul al doilea după diaspor și pirită.

Ooidele cu structură complexă (pl. IV, fig. 4) sînt caraterizate prin prezența, de obicei, a doi, sau foarte rar, mai mulți centri în jurul cărora a precipitat gelul alumo-feruginos și care sînt înglobați într-un ooid de dimensiuni mari și deci cu originea puțin mai tardivă față de corpusculii incluși.

În lentila exploatată de la Ponița, în zona de deferizare, bauxita are culoarea roz pal și aspect fin pătat (pl. V, fig. 1) dat de ooidele din care fierul a fost incomplet înlăturat în timp ce mezostaza, prima deferizată, este decolorată. Și în acest caz mezostaza este colomorfă, unele ooide

Institutul Geologic al României

punînd în evidenţă natura lor diasporică. Zonalitatea pe care o prezintă uneori corpusculii rotunzi sau aplatizaţi-elipsoidali se datoreşte alternanţei diasporului recristalizat incolor, cu porţiuni hematitice. Pe traectul unor fisuri fine se remarcă aglomerări de pigment feruginos, pe cale de a fi îndepărtat din mezostază.

G) Bauxitele galbene

Într-o etapă foarte avansată de deferizare, de la bauxitele roşii şi cafenii se ajunge la culori deschise, galbene de diverse nuanţe, datorită prezenţei pigmentului goethitic şi hematitic. Bauxitele galbene conţin acest pigment în mezostază şi ooide, într-o cantitate mai mare decît bauxitele galbene-albicioase, care fac trecerea spre cele albe.

În cazul bauxitelor galbene, prezenţa diasporului în masa fin cristalină a rocii este mascată într-o oarecare măsură de acest pigment. În general, însă, mezostaza fiind prima care se deferizează, devine galbenă, aspectul pestriţ fiind dat de ooidele incomplet deferizate. În multe cazuri, fierul îndepărtat din bauxită este depus pe fisuri sub formă de goethit. În general bauxitele galbene au mezostaza recristalizată în diferite grade, diasporul fiind mai larg cristalizat pe fisuri. În acelaşi mod se dezvoltă şi se dispune şi diasporul ooidelor. Rutilul este deseori asociat cu diasporul, în special acolo unde diasporul este larg cristalizat, sau în porţiunile caolinoase ale fisurilor.

Ooidele au în general forme capricioase, rareori rotunde sau ovale, lipsite de structură concentrică şi sînt constituite predominant din diaspor în diverse stadii de recristalizare. Unele ooide sînt complet feruginoase, altele au diasporul dezvoltat la periferie. Foarte rar ooidele au o structură concentrică dată de următoarea succesiune de pături de la interior spre exterior: centru limonitic, pătură de diaspor, o pătură puternic pigmentată cu limonit şi pătura externă constituită din diaspor. În ooide rutilul este mai puţin frecvent, asociat de asemenea diasporului şi caolinitului. Gibbsitul a fost recunoscut ca un constituent subordonat diasporului, cu habitus foios-tabular caracteristic.

În unele bauxite galbene datorită recristalizării totale a diasporului, se tinde spre ştergerea structurii ooidale (Cornet I). Alteori, deferizarea a pus în evidenţă prezenţa ooidelor complexe larg dezvoltate.

Bauxitele galben-albicioase se caracterizează printr-o cantitate mult mai redusă de fier rămas din deferizare. Ele conservă rareori structura ooidală, deoarece gradul avansat de recristalizare a diasporului are tendinţa generală de a şterge această structură.

Institutul Geologic al României

Deferizarea unor bauxite are însă loc fără a schimba structura rocii, în special, în acele cazuri în care atît masa cît şi ooidele sînt colomorfe.

Un alt constituent important al acestor bauxite este caolinitul; în cazul bauxitelor colomorfe, el apare în cantitate foarte redusă, fin solzos, sub formă de vinişoare în mezostază. În bauxitele recristalizate, caolinitul este mai larg dezvoltat, uneori cu foiţele dispuse în evantai. Este remarcabilă legătura între abundenţa caolinitului şi cristalizarea mai largă a diasporului.

Ooidele au uneori dimensiuni foarte variate (0,25—3,65 mm Ø) şi forme capricioase: rotunde, ovale, crenelate la periferie, curbate, elipsoidale, etc. (Cornet). Aceste aspecte presupun, ca şi în cazurile anterioare, etape diferite de formare a ooidelor.

Structura ooidelor este în general simplă, fără pături concentrice, iar compoziţia, predominant diasporică. Alteori natura mezostazei şi a ooidelor nu poate fi precizată din cauza stării colomorfe. Ooidele au de foarte multe ori aspect ciuruit rezultat din orientarea divergentă a diasporului larg cristalizat, care lasă numeroase spaţii între cristale, ce tind spre forme geometrice şi care sînt ocupate de caolinit fin solzos.

În unele bauxite se remarcă efectele conjugate ale alteraţiei epigenetice (care a condus la deferizare) şi ale activităţii hidrotermale, care a depus pirita idiomorfă în aceste bauxite (Cornet).

H) Bauxitele albe

Ultima etapă în procesul de deferizare o reprezintă bauxitele albe, din care fierul a fost îndepărtat aproape total sub acţiunea proceselor epigenetice şi alterării (bauxite diasporice), conjugate cu cele hidrotermale sau net hidrotermale (bauxitele caolinoase). Dezvoltarea bauxitelor albe este redusă în cuprinsul regiunii bauxitifere a masivului Pădurea Craiului, cele diasporice avînd totuşi o frecvenţă mai mare decît cele caolinoase.

1. Bauxitele diasporice se întîlnesc în special la periferia lentilelor de bauxită roşie, mai ales la părţile superioare (Cornet I-lentila 110; Brusturi — lentilele 124, 129; Cornet II, galerie). Alteori bauxita albă diasporică se dezvoltă în lungul unor fisuri din calcarele jurasice, prin care au circulat de asemenea soluţiile deferizante (Ponița — galeria de exploatare, fig. 7a).

În ambele cazuri, bauxita constituită predominant din diaspor, conservă structura ooidală (pl. V, fig. 2) şi pe alocuri textura şistoasă, avînd mezostază criptocristalină şi ooidele recristalizate. Aceeaşi recris-

Institutul Geologic al României

talizare a diasporului s-a produs şi în lungul fisurilor pe care s-a depus într-o oarecare măsură şi caolinit, componentul nelipsit al bauxitelor deferizate.

2. Caolinuri bauxitice apar sporadic. O astfel de lentilă a fost pusă în evidenţă în galeria I din sectorul Aştileu, prinsă între calcare jurasice în bază şi calcare neocomiene în acoperiş.

Roca are caractere specifice, fiind relativ uşoară, cu structură poroasă, aspect caolinos şi un grad de friabilitate pronunţat. Secţiunile subţiri pun în evidenţă o masă colomorfă, aproape izotropă în care numai pe alocuri se poate recunoaşte prezenţa caolinitului cristalizat. Structura ooidală este aproape ştearsă, rareori remarcîndu-se în acest fond corpusculi ooidali cu conture neregulate şi cu o vagă structură concentrică, de aceeaşi natură ca şi mezostaza, de care se delimitează printr-un pigment brun limonitic (pl. V, fig. 3). Alături de ei se mai individualizează numeroşi alţi corpusculi, marcaţi de pigment brun-limonitic, care nu prezintă decît foarte rar un centru caolinos, de formă capricioasă. Aceştia sînt în general destul de compacţi şi au conture zdrenţuite, nebuliforme. Nu le putem preciza alcătuirea mineralogică decît numai foarte rar, cînd forma lor care pare să derive dintr-o formă cristalografică, ne sugerează preexistenţa unor oxizi de fier (magnetit?).

I) Bauxitele cenuşii

Bauxitele cenuşii apar destul de rar în masivul Pădurea Craiului. Ele provin din deferizarea bauxitelor vişinii sub influenţa soluţiilor hidrotermale, tranziţia între aceste două tipuri fiind în mod obişnuit tranşantă, rareori cu o zonă îngustă milimetrică, de culoare roşie, gălbuie (pl. VI, fig. 4). Nuanţele culorii cenuşii variază pînă la verzui sau albăstrui.

Caracteristica acestor bauxite o constituie prezenţa piritei idiomorfe de origine hidrotermală depusă masiv în masa rocii (pl. V, fig. 4), pe fisuri (pl. VI, fig. 1) cît şi în ooide şi fragmentele detritice.

Structura este ooidală pînă la detritică. Mezostaza se prezintă fie colomorfă, cu ooidele în aceeaşi stare, fie în diferite grade de recristalizare de la alumogel cu pete feruginoase pînă la alumogel aproape limpede (diasporic). Uneori se remarcă şi o uşoară textură paralelă, dată de ooidele de formă alungită, orientate în acelaşi sens.

Ooidele au cele mai variate forme, avînd însă o compoziţie mineralogică foarte simplă. Ele reprezintă 30 % din volumul rocii.

Ooidele sînt constituite dintr-o masă diasporică (monominerale) întotdeauna mai bine recristalizate decît mezostaza. Uneori pe lîngă diaspor,

Institutul Geologic al României

conţin şi caolinit care, în multe cazuri, prezintă o uşoară colorație în galben (pigment limonitic?).

Un tip deosebit îl reprezintă ooidele geliforme, intens feruginoase, cu crevase puternice umplute cu caolinit, de asemenea pigmentate în galben, fără nici o legătură cu exteriorul, fapt ce ne face să le considerăm a fi ooide detritice a căror formă a fost însă conservată. Fisurile leptocloritice sînt traversate de altele de vîrstă mai recentă, exclusiv diasporice, care străbat şi mezostaza.

Ooidele sparte sînt constituite în general dintr-o crustă de diaspor care îmbracă un centru geliform feruginos. Forma angulară a spărturilor crustei şi în acelaşi timp tendinţa de acomodare a umpluturii la o nouă formă, se explică prin gradele diferite de consolidare în cuprinsul acestor corpusculi: crusta diasporică s-a consolidat mult mai repede decît centrul.

În afara acestor componenţi detritici, sînt prezentate numeroase ooide complexe, avînd uneori 2—3 centri ooidali exclusiv caolinoşi şi feruginoşi, acoperiţi de o crustă de diaspor mai larg cristalizat.

Ca şi în cazul precedent, şi în bauxitele cenuşii se remarcă prezenţa unor ooide, mult mai recente decît corpusculii şi fragmentele amintite. Apar spastolite cu forme variate, ovale, alungite, curbate sau lobate, acestea din urmă găsindu-se în stare plastică în timpul acumulării sedimentului alumo-feruginos colomorf, în timp ce altele erau perfect întărite. Deseori, în vecinătatea ooidelor mai timpuriu consolidate, a căror formă este rotundă sau ovală, ooidele mai noi sînt curbate (semilunare), cu uşoară tendinţă de mulare.

J) Bauxitele metamorfozate

În sectorul Remeţi, în versantul drept al văii Izvorului, afluent al văii Iadului, bauxitele apar uşor modificate ca aspect, structură şi compoziţie mineralogică, sub influenţa temperaturii radiate din corpurile banatitice vecine aparţinînd eruptivului banatitic al Vlădesei, cît şi sub influenţa activităţii hidrotermale legate de acelaşi eruptiv.

Macroscopic, bauxitele apar puţin diferite de cele nemetamorfozate din valea Iadului, avînd un caracter cornos, duritate foarte pronunţată şi o greutate specifică mai mare. În majoritatea probelor predomină culoarea vişiniu-închisă pînă la neagră, rareori cenuşie.

Institutul Geologic al României

Structura bauxitelor metamorfozate este uşor modificată, existînd şi aici tendinţa de ştergere a conturelor ooidelor. Alteori această structură este menţinută de numeroase granule negre fine, opace, de magnetit, care conturează ooidele primare. Ele sînt rezultatul reducerii fierului (hematitului) din bauxite, sub influenţe hidrotermale. Masa în întregime a acestei bauxite este diasporică, în diferite grade de recristalizare, culoarea fiind cenuşie. Caolinitul este prezent în centrul unora dintre ooide şi probabil şi în mezostază. Rutilul constituie aglomerări avînd o bordură de oxid de fier.

Bauxitele metamorfozate, de culoare brună în eşantion, au structura ooidală mult mai bine conservată, marcînd-o pe alocuri prin prezenţa oxizilor de fier (magnetit şi hematit) care le umple complet. Mezostaza apare de culoare deschisă, uşor albăstruie, conţinînd o infinitate de granule fine de magnetit răspîndite uniform în masa de diaspor care merge pînă la larg cristalizat. Pe fisuri apare leptoclorit.

VI. LITOLOGIA PROCESELOR DE DEFERIZARE

Toate transformările datorate proceselor de deferizare sînt raportate la bauxitele vişinii care, prin aspectele macroscopice şi microscopice reprezintă tipul normal, proaspăt, din care derivă celelalte bauxite roşii, roz, galbene şi albe sau cenuşii.

Bauxitele vişinii sînt în general masive, compacte sau şistoase. Datorită pigmentului hematitic prezent în cantitate foarte mare, structura acestor roci este, în mare măsură, mascată. Caracterul ooidal este marcat numai de ooidele hematito-magnetitice sau de cele conturate de o crustă fină diasporică sau caolinoasă.

În secţiuni subţiri, aceste bauxite sînt aproape opace, mezostaza lor devenind rareori transparentă în jurul ooidelor sau în lungul fisurilor unde au loc uşoare recristalizări sau depigmentări.

Bauxitele roşii derivă din cele vişinii, reprezentînd un stadiu incipient de deferizare, cînd mezostaza devine uşor transparentă şi neuniform colorată, ca efect al separării (dezamestecului) fierului din gelul alumoferuginos (pl. VI, fig. 2).

Ca urmare, se evidenţiază structura ooidală, detritică şi spastolitică a bauxitelor, structură mascată în cele vişinii de abundenţa pigmentului hematitic. O altă consecinţă a acestui proces incipient de deferizare, este martitizarea totală a magnetitului şi uneori, chiar transformarea lui în goethit,în timp ce ilmenitul din ooide, pseudomorfozat parţial de hematit, trece mai departe în rutil ± anataz şi goethit. În acest stadiu, mezos-

Institutul Geologic al României

taza poate rămîne în aceeaşi stare colomorfă iniţială, după cum poate recristaliza sub formă de diaspor şi, într-o măsură mai redusă, se poate individualiza şi rutilul sub formă fin granulară.

Cu avansarea procesului de deferizare, culoarea bauxitelor virează în continuare spre roz, galben şi în final spre alb sau direct spre cenuşiu, acest din urmă caz lipsit de culorile intermediare de tranziţie enumerate mai sus, fiind foarte rar. În bauxitele roz şi galbene, pigmentul feruginos este mult redus cantitativ faţă de cazurile precedente, dar nu total îndepărtat. Acest pigment, hematitic sau limonitic, este aproape totdeauna prezent în ooide.

S-a constatat, ca un fapt general că, în primul rînd, se deferizează mezostaza, urmată de ooidele feruginoase. În acelaşi timp ea reacţionează diferit, probabil în funcţie de factorii ce acţionează (soluţii şi temperaturi).

Observaţiile microscopice au evidenţiat aspectele deosebite ale mecanismului după care se desfăşoară deferizarea. Din acest punct de vedere au fost recunoscute trei moduri de deferizare la bauxitele roşii, roz şi cafenii: deferizare prin difuziune (cu păstrarea structurii colomorfe), deferizare punctiformă (cu concentrarea locală a fierului), deferizare prin recristalizare.

A) **Deferizarea prin difuziune (cu păstrarea structurii colomorfe).** Aspectul acestei deferizări este adesea remarcat la bauxitele a căror mezostază şi chiar ooide sînt în stare colomorfă, din care cauză cu greu poate fi precizată natura lor (diasporică sau caolinoasă), ca de exemplu, unele bauxite de la Aştileu.

Deferizarea se manifestă sub forma unei decolorări nebulitice, în timp ce fierul migrează spre fisuri sau la periferia ooidelor pe care le pune astfel în evidenţă (Vîrciorog, Brejeşti) (pl. VII, fig. 1). Cînd deferizarea este avansată, structura ooidală se remarcă cu greu, datorită identităţii constituţiei mineralogice şi chimice dintre mezostază şi ooide. Presupunem că acest mod de deferizare se datoreşte exclusiv soluţiilor supergene care au levigat fierul fără să provoace alte modificări de ordin mineralogic sau structural.

B) **Deferizarea punctiformă.** Acest tip reprezintă cel mai frecvent mod de deferizare, care se traduce prin aspectul mezostazei sau ooidelor, cu apariţia unei infinităţi de puncte roşii, limonitice, rezultate din concentrarea fierului (pl. VII, fig. 2,3). În unele cazuri se remarcă şi o tendinţă de migrare a acestuia spre fisuri, în lungul cărora se acumulează sub formă de oxizi fin globulari (Chicera Tarbii). In unele fisuri umplute cu caolinit

Institutul Geologic al României

larg dezvoltat, oxidul feric fin globular, cu caracter colomorf, a rezultat în procesul de deferizare, (pl. VI, fig. 3). Alteori fisurile fine sînt limonitizate, compacte, tăind fisurile cu caolinit și dovedind în acest mod, că, anterior procesului de deferizare, a avut loc circulația soluțiilor care au depus caolinit.

Deferizarea punctiformă a ooidelor feruginoase este bine ilustrată în unele bauxite de la Aştileu.

În cariera de la Cornet II, bauxita este caolinizată și intens deferizată punctiform, aspectul macroscopic fiind asemănător pălăriilor de fier. Textura rocii este spongioasă, iar culoarea virează uneori spre negru. Bauxitele prezintă însă în mod obișnuit o gamă întreagă de culori pînă la galbenul limonitului.

În cazul bauxitelor deferizate cenușii (Cornet II — carieră) s-a putut urmări, la scară microscopică, procesul de îndepărtare a fierului. Macroscopic, limita între bauxita roșie-vișinie și cea cenușie, pare să fie tranșantă, dar secțiunile subțiri au pus în evidență o zonă intermediară îngustă de 1—2 mm, de culoare galben intensă, care îmbină caracterele celor două tipuri (pl. VII, fig. 4). Bauxita roșie manifestă un început de deferizare punctiformă, avînd diseminate în toată masa ei granule fine, rotunde, de hematit. În zona de tranziție galbenă, culoarea se datorește pigmentului limonitic destul de uniform răspîndit. Și aici sînt prezente aceleași granule fine, care sînt însă intens limonitizate avînd periferia bordată de o zonă fină de pirită. În bauxita cenușie, pigmentul feruginos este aproape total îndepărtat din mezostază, unele ooide menținîndu-și încă, într-o mică măsură, caracterul hematitic sau goethitic. Cu aceeași repartizare uniformă, granulele fine de limonit păstrează uneori numai o crustă fină periferică de pirită (marcasită?) alteori sînt constituite în întregime din pirită. Din modul de prezentare al acestei bauxite, rezultă neîndoielnic că procesul de deferizare s-a desfășurat sub impulsul soluțiilor care au acționat asemeni unei „unde de deferizare" marcate de prezența zonei galbene cu limonit și de existența piritei. Bauxitele roz conțin în foarte rare cazuri pirită de natură hidrotermală prezentă atît în ooide cît și în mezostază sau pe fisuri.

C) **Deferizarea prin recristalizare.** Un alt aspect frecvent întîlnit îl reprezintă deferizarea însoțită de recristalizarea mezostazei (Cornet I-lentila 109; Cornet intermediar, Vîrciorog), sugerînd un proces de dezamestec al gelului alumo-feruginos, consecință a recristalizării diasporului. Individualizat în cristale prismatice, aproape incolore, cu dispoziție divergentă, diasporul este prins în liantul feruginos rămas în stare colo-

Institutul Geologic al României

morfă (pl. VII, fig. 4). Uneori, o parte din fierul separat sub această formă din mezostază, este antrenat pe fisuri unde se depune ca goethit. Evolutiv, acest tip de deferizare este rezultatul fazei celei mai avansate a procesului, care a condus la recristalizarea diasporului. În afara bauxitelor roşii şi roz, deferizarea prin recristalizare a afectat şi bauxitele cafenii-kaki (Călăţea-Gal. II, Cornet I-lentila 110) cu formarea bauxitelor galbene. Toate aceste trei aspecte ale procesului de deferizare conduc în final la decolorarea totală a rocii, prin îndepărtarea fierului, bauxita devenind albă, cu uşoare tente gălbui sau cenuşii, conservînd frecvent textura şistoasă.

În cazul bauxitelor albe, funcţie de natura soluţiilor (hidrotermală sau exogenă) care au acţionat individual sau suprapus în procesul de deferizare, rezultă două tipuri de bauxite : diasporice şi caolinoase.

Bauxitele albe diasporice se caracterizează prin mezostaza şi ooidele complet recristalizate şi tendinţa de ştergere a structurii ooidale. Deşi diasporice, aceste bauxite conţin într-o oarecare măsură caolinit, în special pe fisuri şi la centrul ooidelor ; textura şistoasă este bine conservată.

Bauxitele albe caolinoase sînt rezultatul activităţii conjugate a soluţiilor de natură exogenă şi hidrotermală sau numai a acestora din urmă, care au provocat depigmentarea şi resilicatarea rocii, îmbogăţind-o masiv în caolinit şi ştergînd structura ooidală fără a provoca, nici în cea mai mică măsură, recristalizarea. Produsul final al acestor procese este caolinul bauxitic alb, mat-pămîntos şi cu un grad pronunţat de friabilitate.

VII. CONSIDERAŢII LITOGENETICE [12]

În trei lucrări anterioare, apărute după data prezentării acestui studiu (Papiu, Mînzatu, 1967; Papiu, Iosof, Udrescu, 1967; Papiu, Mînzatu, Iosof, 1969) s-a arătat că, potrivit interpretărilor noastre, rocile bauxitice din formaţiunile de pe teritoriul României se situează în trei grupe genetice :

Bauxite autohtone rezultate din precipitarea fizico-chimică, al căror litotip este reprezentat prin bauxitele din munţii Pădurea Craiului.

Bauxite allohtone a căror origine este legată de remanierea unui material bauxitic preexistent sau a unui material lateritic, cum sînt cele de la Sohodol-Cimpeni (Munţii Apuseni) şi cele din bazinul Haţegului.

Lehm bauxitifer — depozit tip terra rossa bogat în granule de bauxită, acumulat la suprafaţa carstului masivului Pădurea Craiului.

[12] Acest capitol a fost completat ulterior (1967) cu date bibliografice recente.

Institutul Geologic al României

Bauxitele din masivul Pădurea Craiului se situează deci în prima grupă, fiind precipitate din soluții ionice acide sau coloidale, acumulate în excavațiile reliefului carstic creat în masa calcarelor jurasice superioare, în urma exondării produse după faza orogenică chimerică nouă, de la finele perioadei jurasice (facies wealdian). Materia primă generatoare a acestor roci, am presupus că a fost reprezentată prin piroclastite bazice, legate de magmatismul ofiolitic. Date recente geofizice au arătat că, în fundamentul masivului Pădurea Craiului, se găsesc mase de roci dense și magnetice (Airinei, Velcescu, 1968)[13] care pot fi atribuite unor roci ofiolitice erupte submarin, pe care s-ar fi fixat recifii inițiali din care au luat naștere actualele calcare recifale.

Depozitele piroclastice inițiale, am admis că ar fi suferit un prealabil proces de desilicifiere, fie hidrotermal fie exogen de tipul clasic al lateritizării, bine cunoscut în domeniul alterării rocilor bazice. După acest proces materialul desilicatat (eventual lateritizat) ar fi fost integral solubilizat în ape hiperacide care am presupus că se găseau în mlaștinile cu o intensă activitate bacteriană. Aceste soluții acide au putut evolua, în timp spre soluții coloidale printr-o ușoară neutralizare. În acest caz, solii coloidali s-au menținut în dispersie datorită unor coloizi de protecție de natură organică. A urmat deplasarea acestor soluții spre depresiunile în care se găseau ape bicarbonatate caracteristice zonelor carstice. Prin ridicarea pH-ului (tendință de neutralizare), în primul caz, sau prin distrugerea coloizilor de protecție, în cazul soluțiilor coloidale, a avut loc o precipitare destul de rapidă, în cursul căreia s-au individualizat mai întîi ooidele a căror evoluție mineralogică se citește în caracterele chimico-mineralogice ale păturilor ce le compun. Corpusculii au fost fixați apoi în masa fundamentală geloidă înainte ca să se fi acumulat gravitațional pe fundul bazinului. Procesul a fost rapid și în condiții net oxidante, condiții în care a luat naștere marea masă a bauxitelor ferice (diasporo-hematitice) din masivul Pădurea Craiului (95%). Către sfîrșitul acumulării în mîlurile bauxitice, instalate pe vechile doline și crevase carstice, se nasc condiții reducătoare cu dezvoltare locală. Din acest moment, evoluția bauxitogenezei se manifestă în două direcții cu formarea bauxitelor feroferice prin apariția leptocloritelor (în care forma oxidată a fierului continuă încă să predomine). În una dintre aceste direcții — generînd bauxitele roșii feroferice — alături de clorite, se menține

[13] Șt. Airinei, Georgeta Velcescu. Lucrări experimentale gravimetrice-magnetometrice pentru prospectarea bauxitei din Pădurea Craiului (Sect. Cornetu și Zece Hotare). Com. Șed. 12. II. 1968 a Inst. geofizică aplicată. București.

Institutul Geologic al României

hematitul, pentru ca în faza finală, să apară bauxitele feroase, de culoare verde, net cloritice care încheie direcția evolutivă hematito-leptoclorită. În cea de a doua direcție evolutivă apar bauxitele feroferice brune-cafenii, în care cloritul este însoțit de goethit, pentru a se încheia cu bauxitele negre feroase (piritoase) caracteristice acestei serii goethito-piritoase. Succesiunile mineralogice citate nu pot fi recunoscute în aflorimente decît în cazuri excepționale. Cea de a doua serie a fost reconstituită numai pe aflorimente disparate. Este notabil faptul că, odată cu scăderea valorii redoxipotențialului, apare din ce în ce mai mult boehmit, alături de diaspor, mineral care poate ajunge la exclusivitate. Rezultă de aici în mod indubitabil că diasporul este un mineral primar și că formarea sa a fost legată de condițiile oxidante ce au predominat în prima fază de precipitare a bauxitelor — ferică — din Pădurea Craiului. De altfel lipsa oricărui indiciu de metamorfism, atît în masa bauxitică cît și în cea a calcarelor infirmă, în cazul citat, originea secundară, metamorfică, a acestui mineral (fapt constatat și în bauxitele din Grecia, de N i a 1968).

În faza finală a acumulării bauxitelor feroase, au loc remanieri locale intraformaționale și formarea ooidelor deformate sau spastolitelor.

După ocurență și formă de zăcămînt, bauxitele din masivul Pădurea Craiului se încadrează între „bauxitele carstice" caracterizate de W e i s e (1963), înscriindu-se în grupa bauxitelor autohtone (P a p i u, M î n z a t u, 1969; B a r d o s s y 1969) sau parautohtone (R o c h 1968), în care însă materialul de origine nu provine din solvirea calcarului din pat ci din a unui material de origine piroclastică dar desilicatat sau lateritizat în prealabil. Derivarea din roci piroclastice bazice este argumentată doar de chimismul acestor roci. Originea lateritică pe baza unor roci bazaltice este unanim recunoscută în o serie de formațiuni, dintre care dăm exemplu: bazaltele din India (de la care a venit termenul de laterit), unele bauxite din Siberia (A b d u l a e v 1969), bauxitele din regiunea Parnas-Kiona, Grecia (P a p a s t a m a t i o u, 1965; N i a, 1968), din Camerun (S i e f f e r m a n n, 1958, din M i l l o t, 1964).

Originea piroclastică directă sau indirectă a fost admisă sau doar presupusă pentru bauxitele din Ungaria (G e d e o n 1952), din Ural și Salair (K a l u g i n 1967, din B a r d o s s y 1969) din Jamaica (C h u b b 1963), M i l l o t (1964) (după Z a n s 1952 și Z a n s, L e m o i n e, R o c h 1961) citează cazuri de piroclastite care situate pe fundament carstic, se bauxitizează direct în timp ce, pe substrat cristalofilian se caoli-

Institutul Geologic al României

nizează. Este evident vorba despre fenomene de lateritizare mai mult sau mai puțin avansate funcție de posibilitatea de levigare a silicei sub acțiunea apelor superficiale (în Jamaica).

Lipsa oricărui indiciu de material grosier sau relict în masa bauxitelor indică poate un grad avansat de triere realizat fie pe cale eoliană (conform poate accepțiunilor lui R o c h 1959, 1968), căci calea fluvială pare foarte puțin probabilă, dată fiind sortarea materialului cum și existența fazei următoare de solubilizare palustră. Uniformitatea și puritatea chimică a bauxitelor în toată grosimea lentilelor, lipsa stratificației, a materialului detritic, a corelației cu roci argiloase sau detritice au fost principalele argumente care ne-au condus la supoziția genezei prin precipitarea chimică. Constanța prezenței ionilor triadei Al—Fe—Ti, în cantități analoge și ridicate, susține supoziția solubilizării inițiale cu generarea de soluții ionice acide din care, fie direct, fie după ce au trecut prin stadiul intermediar coloidal, au precipitat la suprafața carstului gelurile bauxitice. Ipoteza genezei prin precipitare chimică a fost admisă de o seamă de autori printre care G e d e o n (1952), B e n e s l a v s k i (1963), C a i l l è r e, P o b e g u i n (1964, 1965), I d a V a l e t o n (1966), N i a (1968), N i c o l a s (1969) și de noi înșine (în lucrările citate). Solubilizarea aluminiului de către apele acide din regiuni neovulcanice a fost documentată recent și aplicată la geneza bauxitelor de către R u t t n e r (1969). Existența unei faze ionice acide a fost documentată în 1952 de G e d e o n și mai tîrziu de C a i l l è r e și P o b e g u i n (1964, 1965). În ceea ce ne privește, am făcut supoziția intervenției apelor carstice și nu a unei simple precipitări în contact cu calcarul deoarece, în acest ultim caz, ar fi trebuit să recunoaștem în bauxitele din Pădurea Craiului o succesiune cantitativă inversă față de solubilitatea ionilor cu o concentrare a fierului feric în bază, ceea ce nu se constată la bauxitele din Pădurea Craiului. Într-o fază inițială ar fi avut loc, în această supoziție, precipitarea unei cruste de oxid-feric la suprafața calcarului care ar fi izolat apoi restul soluției de masa calcaroasă, împiedicînd continuarea procesului și decantînd o parte din fierul aflat inițial în această soluție. Considerăm probabil însă că în felul acesta să fi luat naștere crustele de hematit citate de la limita dintre calcarele fundamentului și unele bauxite, mai ales din grupa celor allohtone. R o u s s e t (1967) explică astfel geneza goethitului fibroradiar din minereul de fier din Haut Var (Franța).

După cum s-a menționat anterior și a fost confirmat de recente studii chimico-statistice, în bauxitele din Pădurea Craiului se constată o core-

Institutul Geologic al României

laţie indirectă între conţinutul în aluminiu şi cel de fier, pe care am atribuit-o diferenţei de solubilitate dintre cele două elemente. [14]

Evoluţia continuă apoi în faza diagenetică şi, paralel cu îmbătrînirea sedimentului, în cea epigenetică, în roca total consolidată, cu recristalizări şi redistribuiri ionice, procese ce se amplifică în regiunile tectonizate datorită fisurilor pe calea cărora intervin şi soluţiile hidrotermale. Subliniem în mod deosebit faptul că, în bauxitele din masivul Pădurea Craiului, atît boehmitul cît şi diasporul sînt minerale primare, individualizate în procesul de precipitare fizico-chimică fără intervenţia vreunei acţiuni metamorfice.

Originea primară a diasporului a fost documentată de I d a V a l e t o n (1964) pentru bauxitele din sudul Franţei şi de N i a (1968) pentru bauxitele cretacic-superioare din Grecia (reg. Parnas-Kiona).

Acţiunea apelor meteorice pe de o parte, a celor juvenile pe de alta, au condus în multe cazuri, mai ales în zonele periferice ale corpurilor bauxitice, la procese de deferizare al căror efect a fost degradarea culorii iniţiale a bauxitelor şi schimbarea alcătuirii mineralogice, avînd ca termen final bauxite diasporice sau roci caolinoase autentice.

În urma datelor prezentate pînă aici se pot trage următoarele concluzii litogenetice, privind bauxitele din masivul Pădurea Craiului, reflectate în caracterele lor chimico-mineralogice :

1. Procesul de bauxitogeneză începe în masivul Pădurea Craiului, prin precipitarea bauxitei roşii ferice, bogate în diaspor şi hematit, proces prin care a luat naştere principala masă de bauxite.

2. Condiţiile mediului geochimic evoluează în timp, scăderea cantităţii de oxigen aducînd după sine fixarea fierului în parte sub formă feroasă dînd astfel naştere bauxitelor feroferice. Diferenţierea sedimentară se manifestă acum în două direcţii :

a) O direcţie hematit-leptoclorit cu formarea bauxitelor roşii şi vişinii feroferice.

b) O direcţie goethit-(leptoclorit)-pirită cu sedimentarea bauxitelor feroferice brune (cafenii).

3. În faza finală iau naştere bauxitele feroase în care se constată două direcţii litogenetice ca şi mai sus :

[14] Al. Dimitriu, V. Corvin Papiu, A. Andăr. Stabilirea parametrilor geochimici ai bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (perimetrul Zece Hotare) şi stabilirea modului caracteristic pentru bauxitele din zona Ohaba-Ponor. Bucureşti. 1969. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

a) Prin scăderea cantității de hematit și creșterea celei de leptoclorit iau naștere bauxitele feroase verzi (profilul poate fi urmărit în lentila Schireaua).

b) Prin apariția sulfurii feroase, în seria evolutivă a bauxitei cafenii, iau naștere ca termen final feros, bauxitele negre (hidrotroilitice-piritoase) în care se menține încă un conținut de goethit și crește procentul de leptoclorit, dar într-o măsură mai redusă decît în cele verzi din seria precedentă. Succesiunea nu a fost urmărită în aflorimente, dar a fost dedusă atît din caracterele chimico-mineralogice cît și din cele petrografice ale rocilor.

4. Condițiile de vastă oxigenare din prima fază de precipitare par a marca neta predominare a diasporului, apariția boehmitului fiind din ce în ce mai accentuată, cu cît scade redoxipotențialul mediului; este subordonată în cele feroferice și prezentă în toate cazurile, în cele feroase cu boehmit alături de diaspor (verde și verde brun) sau numai cu boehmit (bauxite negre).

5. Cantitatea de fier total scade continuu de la bauxitele ferice la cele feroase, paralel cu ușoara creștere a cantității totale de alumină și de silice.

6. Cantitatea de caolinit este ușor variabilă (o ușoară creștere spre formele reduse) și în genere nesemnificativă, rezultînd de aici că aportul de silice în soluție primară, care a generat bauxitele, a variat de asemenea. Întrucît bauxitele feroase conțin, luate în ansamblu, mai mult caolinit și mai mult leptoclorit, deducem că, paralel cu scăderea aportului de fier și creșterea celui de alumină, s-a mărit și aportul de silice.

7. Cantitatea de titan este cea mai constantă indicînd o uniformitate surprinzătoare, atît în aporturile cît și în sursa acestui element.

8. Procesele de deferizare epigenetice, metamorfice sau supergene, aduc modificarea culorii de la roșu, respectiv cafeniu, pînă la alb, sau de la roșu la cenușiu. Primul caz este datorat atît soluțiilor hidrotermale, cît și celor supergene (Ponița) în timp ce al doilea este impus exclusiv de procese hidrotermale (Aștileu). Uneori se poate constata evoluția concomitentă a ambelor procese conducînd în același zăcămînt (Ponița) la bauxite caolinoase și la bauxite diasporice. Este posibil ca în atare cazuri să fi acționat soluții deferizante de ambele origini și sincron.

9. Evoluția deferizării conduce de la bauxitele vișinii ferice, prin bauxite roșii și roz, la bauxite albe. Bauxitele galbene sînt uneori produsul deferizării bauxitelor cafenii (conțin încă goethit, adesea în cantități mari) sau reprezintă domeniul de concentrare al limonitului rezultat din

Institutul Geologic al României

procesele de deferizare din zonele vecine. Limonitul poate evolua apoi prin deshidratare, pînă la stadiul de goethit și de hematit.

10. Paralel cu schimbarea culorii și caracterului de la feric la feros, prin feroferic, în seria primară (hematit-leptoclorit) (Schireaua), are loc îmbogățirea în Cr, Mg, V, Ni, Ba și puțin în Be și Co, cum și scăderea conținutului în Pb.

11. În procesele de deferizare se constată în genere pierderea majorității elementelor disperse Ba, Mg, Mn, Ni, Pb, Zn și îmbogățirea în V și Be. Levigarea are loc pînă la stadiul bauxitei roz (Ponița), după care conținutul rămîne mai mult sau mai puțin constant. În cazul bauxitelor albe de la Aștileu, am admis că procesul de deferizare hidrotermală a fost urmat de o levigare prin ape exogene care au îndepărtat elementele aduse în prealabil de eventuale soluții hidrotermale.

12. Deferizarea exogenă se caracterizează prin oxidarea fierului și apoi prin levigarea și depunerea sa sub formă de limonit pe fisuri sau difuz în masa rocii. Termenul final este bauxita albă, caolinitică sau chiar caolin, în cazul soluțiilor hidrotermale, și bauxita diasporică, în cazul celor supergene. În deferizarea hidrotermală se constată creșterea cantității fierului redus, în urma cloritizării sau aporturilor de pirită.

Cele două tipuri de deferizare pot fi sincrone sau să se succeadă în timp: recristalizarea sau caolinizarea bauxitelor diasporice în cazul cînd deferizarea hidrotermală urmează celei supergene, și deferizarea cu levigarea elementelor rare și impregnarea cu limonit, în cazul cînd situația este inversă.

13. Scăderea cantității de fier spre finele procesului de bauxitogeneză indică levigarea sa mai ușoară în mediul reducător de la finele procesului de bauxitogeneză sub formă bivalentă.

14. Sub raport litologic, procesele de deferizare se pot manifesta sub trei aspecte:

a) Deferizarea prin difuziune, cu păstrarea structurii colomorfe impuse de soluțiile exogene, care se manifestă sub forma unei unde rezultate din spălarea fierului și depunerea limonitului în anumite zone ale bauxitei, în special pe fisuri.

b) Deferizarea punctiformă cu concentrarea limonitului în formațiuni granulare, uneori asociat cu pirită, caracteristică deferizărilor hidrotermale.

c) Deferizarea prin recristalizare, cu efectele cele mai avansate, în care termenul final sînt bauxitele a căror mezostază diasporică este larg cristalizată.

Primit: decembrie 1966.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Abdulaev A. I. (1969) Paleozoic bauxites of Soviet middle Asia. *Trav. conf. sur la géol. de baux.*, Budapesta.

Bardossy Gh. (1969) Comparaison des bauxites de karst. *Trav. conf. sur la géol. de baux.*, Budapesta.

Beneslavski S. J. (1963) Mineralogia bauxitelor (traducere C. S. G.). *Edit. de stat pt. lit. tehn.—șt. pt. geologia și protecția solului*, Moscova.

Brought J., R. H. S. Robertson (1958) A chlorite convention for the appraisal of scottisch fireclay. *Clay Min. bul.* 3.

Caillère S., Pobeguin Th. (1965) Considérations générales sur la composition minéralogique des banxites du Midi de la France. *Mém. Museum Nat. Hist.Nat., Serie C*, 12, Paris.

Chubb L. J. (1963) Bauxite genesis in Jamaica. *Econ. geol.* 58, 2, Urbana-Illinois.

Gedeon T. (1952) The possibility of bauxite formation. *Acta geol. Ac. Sci. Hung.* 1, fasc. 1 — 4, Budapesta.

Giușcă D. (1950) Le massif éruptif de la Vlădeasa. *An. Com. Geol.* XXIII, București.

Harrassovitz H. (1929) Allit-Bauxit Lagerstätten. *Die Naturwissenschaften*, Berlin.

Kräutner Th. (1939) Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles des Pădurea Craiului. *Bul. Soc. Rom. Geol.* IV, București.

— (1941 a) Etudes géologiques dans la Pădurea Craiului. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXV. București.

— (1941b) Observations géologiques dans les monts du Bihor. *C. R. Inst. Géol.* XXV. București.

Lachmann R. (1908) Neue ostungarische Bauxitkörper und Bauxitbildungen überhaupt. *Zeitschr. f. prakt. geol.* XVI. Berlin.

Millot G. (1964) Géologie des argiles. Ed. Masson et Cie. Paris.

Nia Rahim (1968) Geologische, petrographische, geochemische, Untersuchungen zum Problem der Boehmit-Diasporgenese in griechischen Oberkreidebauxiten der Parnass-Kiona-Zone (Dissertation), Hamburg.

Nicolas J. (1969) Probleme de la génèse des bauxites à mur karstique de France. Preuves pétrographiques, paleontologiques et géochimiques de la nature sédimentaire des formations bauxitiques de Provence. *Trav. conf. int. baux.*, Budapesta.

Nîrcov A. A. (1959) Sulunit, novîi mineral iz gruppi jeleziștih hloritov. *Zapiski vses. miner. obscestva-vtoraia serii vipusk* 5, Moscova.

Papastamatiou J. (1965) Quelques observations sur la génèse des bauxites en Grece. *Trav. du com. int. pour l'ét. des bauxites* 1, Zagreb.

Papiu V. Corvin, Minzatu Silvia (1967) Geneza bauxitelor de pe teritoriul R. S. România. *Revista Minelor* 5 București.

— Minzatu Silvia (1969) Ipoteză asupra genezei bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni). *An. Inst. Geol.* XXXVII, București.

— Iosof, V. Udrescu Constanța (1967) Étude des éléments mineurs des bauxites du massif de Pădurea Craiului (Monts Apuseni, Republique Socialiste de la Roumanie). *Assoc. Géol. Carpato-Balc. Congr. VII*, Belgrad.

Patrulius D. (1956) Contribuții la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D. S. Com. Geol.* XL., București.

Pauliuc S. (1958) Contribuții la studiul depozitelor mezozoice din reg. Remeți (Pădurea Craiului). *An. Univ. C. I. Parhon, seria Șt. Nat.* I, București.

Institutul Geologic al României

Pauls O. (1913) Die Aluminiumerze des Bihargebirges und ihre Entstehung. *Zeitschr. f. prakt. geol.*, Berlin.

Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad (Munţii Pădurea Craiului). Edit. Acad. R. P. R., Bucureşti.

Protescu O. (1938) Zăcămintele de bauxit din reg. Sohodol (jud. Alba) şi Vidra (jud. Turda). *Inst. Geol. St. tehn. econ. seria A.* I., Bucureşti.

Rahmanov V. P. (1958) O ghiperghennom magnetit korî vivetrivaniia jelezistih kvarţitov Kurskoi magnitnoi anomalii D. A. N. SSSR 122, 6, Moscova-Leningrad.

Răileanu Gr. (1957) Cercetări geologice în reg. Roşia (Munţii Pădurea Craiului). *An. Univ. C. I. Parhon, seria Şt. Nat.* 9, Bucureşti.

Roch Ed. (1959) La génèse des bauxites de Provence et du Bas-Languedoc. *Ann. Hebert et Haug.* IX, p. II—69, Paris.

— (1968) Les problèmes rélatifs à la géologie et à la biogeographie des terrains renferment les bauxites et les ocres. *C. R. du Coll. sur la Biogéogr. du Crétacé Eocène. Tr. Lab. geoch. de la Biosph.*, Paris.

Rousset Claude (1967) Sur la nature et la genèse des minerais de fer du Haut-Var ; leurs rélations avec la paléogéographie locale. Raport et differences avec les formations bauxitiques et les „terra rossa". *Bull. Soc. Geol. de France* (7) IX., Paris.

Rozlozsnik P. (1916) Vorläufiger Bericht über die Art des Auftretens der Bauxite im nördlichen Bihar (Kiralyerdö). *Jahrb. d. k. Ung. Geol., A.*, Budapest.

Ruttner A. W. (1969) Die Bauxit-Vorkommen der Oberkreide in den Ostalpen und deren paläogeographische Bedeutung. *Trav. conf. sur la géol. de baux.*, Budapesta.

Szádeczy J. (1905) Die Aluminiumerze des Bihargebirges. *Földt. Közl.* XXXV, Budapest.

Treiber I. (1960) Aplicarea metodei DTA în cercetarea bauxitelor noastre din împrejurimile localităţii Călăţele. *St. Univ. Babeş-Bolyai. Ser. II, I, Geol. Geogr.*, Cluj.

— (1965) Date de analiză la corpul de bauxită de la Faţa Arsă (Valea Iadului). *St. Univ. Babeş-Bolyai. Ser. Geol. Geogr.* II, Cluj.

Vadász E. (1924) Structura geologică a ivirilor de bauxită din Ungaria. *An. Inst. Geol. Maghiar* XXXVII, 2, (traducere). Budapesta.

Valeton Ida (1964) Facies problems of boehmitic and diasporitic bauxites. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

— (1966) Sur la genèse des gisements de bauxite du Sud-Est de la France. *Bull. Soc. géol. de France* (7) VIII. Paris.

Weisse de G. (1963) Bauxite lateritique et bauxite karstique. Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium, Zagreb.

Zamfirescu Leonida E. (1931) Contribuţiuni la studiul bauxitelor din România. *Inst. Geol. Rom. St. tehn. econ.* XIII, 10, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CARACTÈRES CHIMICO-MINÉRALOGIQUES DES BAUXITES DU MASSIF DE PĂDUREA CRAIULUI

(Résumé)

L'étude complexe (optique en lumière transmise et réfléchie, thermodifférentielle, roentgénographique, chimique et spectrographique) effectuée sur les bauxites du massif de Pădurea Craiului a permis tant à établir la composition de ces roches que la classification basée sur la constitution chimico-minéralogique corroborée au critérium génétique.

Toutes les bauxites du massif cité, roches constituant le minerai qui est à la base de l'industrie d'aluminium de la Republique Socialiste de Roumanie, sont formées exclusivement par des minéraux de précipitation chimique (autigènes), propres à la triade métallique Al-Fe-Ti. À ceux-ci s'associent, de manière tout à fait sporadique et subordonnée, le quartz de nature hydrothermale et la calcite résultée du détritus calcaire (ou des fossiles) présents à la surface des calcaires récifaux du Jurassique supérieur qui sont moulés par les bauxites. Les minéraux de la triade sont répartis aux trois éléments structuraux constitutifs de ces roches, notamment : la masse fondamentale ou mésostase, les corpuscules plus ou moins sphéroïdaux ou ellipsoïdaux-ooïdes — et le remplissage des fissures et des cavités des roches d'origine secondaire. Dans l'acception des auteurs les deux premiers éléments structuraux sont d'origine primaire, ayant des caractères, pour la plupart, hérités des sédiments de précipitation originaires. La mésostase est plus ou moins collomorphe, pigmentée par des composants du fer à fine dispersion. Parfois les ooïdes sont constituées par une seule zone, non-différenciée, monominérale ; toutefois ils présentent d'habitude une structure concentrique résultée de la succession des couches allitiques, ferroallitiques, titanifères ou mixtes.

On rencontre parfois, principalement dans les bauxites sombres (vertes, brunes, noires), des ooïdes déformées (spastolithes) qui dénotent leur état plastique au cours de la sédimentation, ainsi que des ooïdes complexes résultées de l'agglutination de plusieurs ooïdes primaires. La circulation ultérieure de certaines solutions supergènes ou juvéniles (au cours de la phase épigénétique ou d'altération superficielle) a conduit à des processus de recristallisation, ou à l'accumulation de minéraux de néoformation le long des fissures (de contraction ou tectoniques), dans d'autres cavités de la substance fondamentale bauxitique, ou entre les couches concentriques des ooïdes, contractés par dessication.

Les minéraux composants des bauxites du massif de Pădurea Craiului sont :

Minéraux d'aluminium : oxydes hydratés : diaspore, boéhmite, gibbsite ; silicates : kaolinite.

Minéraux de fer : à fer ferrique : hématite, hydrohématite, goéthite, hydrogoéthite, lepidocrocite, limonite ;

Institutul Geologic al României

à fer ferrique et fer ferreux : magnétite ;

à fer ferreux : leptochlorite, sidérose, hydrotroïlite, pyrite, marcassite.

Minéraux à titane : anatase, rutile, ilménite.

Les caractères suivants plaident en faveur de la genèse autochtone des bauxites :

Les bauxites du massif de Pădurea Craiului ne remanient jamais des minéraux détritiques ou des restes organiques (à l'exception de quelques bauxites basales — lentille de Schireaua — qui fixent les restes d'altération existants à la surface des calcaires jurassiques sur lesquels elles ont précipité).

Ces roches ne présentent jamais des alternances d'une autre nature lithologique ou des transitions latérales vers des roches argileuses ou détritiques.

Les bauxites griottes et rouges, qui constituent la grande masse allitique de ce secteur des Monts Apuseni, ne présentent aucun indice d'orientation ou de stratification primaire. La schistosité que l'on aperçoit dans certains cas est un caractère secondaire dû aux pressions tectoniques.

Les bauxites de différentes couleurs (vertes, noires, brunes) contenant du matériel remanié intraformationnel de la même bauxite, présentent parfois de vagues indices d'orientation.

Le rapport entre les principaux composants de la triade est constant au cas des bauxites griottes et rouges. La teneur en fer baisse légèrement dans les bauxites primaires de couleurs sombres, étant compensée par un accroissement proportionnel en aluminium et silice. On constate la même situation au cas des bauxites de couleurs claires (déferrifiées). Le titane reste rigoureusement constant.

Par leur constitution, les bauxites examinées se rallient au groupe des bauxites à oxydes d'aluminium monohydratées (monohydralites) et à teneur élevée, voire même exclusive, en diaspore (diasporites).

La corrélation du critérium chimico-minéralogique avec celui génétique conduit à diviser les bauxites du massif de Pădurea Craiului en deux groupes ; les bauxites à caractères primaires et les bauxites à caractères secondaires. Les premières conservent de manière prégnante les caractères hérités du processus de sédimentogenèse, tandis que les secondes présentent toute une série de caractères acquis ultérieurement par épigenèse et altération superficielle. Afin de classifier tous les types de bauxites rencontrées on a utilisé comme principal critérium les minéraux de fer. Ceux-ci, fonction de la forme sous laquelle ils se sont liés, imposent la pigmentation des bauxites primaires et, fonction de leur quantité, celle des bauxites secondaires (déferrifiées).

La corrélation des données acquises en terrain avec les résultats des analyses effectuées au laboratoire conduit à conclure :

Les bauxites primaires peuvent être divisées, fonction des minéraux de fer qu'elles renferment et en conséquence du rappport Fe_2O_3 : FeO, dans les suivants sous-groupes (à caractères spécifiques) :

Bauxites ferriques ; rapport Fe_2O_3 : FeO = ∞ — 20.

Pratiquement, ces roches constituent le minerai d'aluminium utilisé par notre industrie, totalisant environ 95 % de la masse des bauxites du massif de Pădurea Craiului. Ces bauxites sont de couleur rouge ou griotte et toujours diasporiques (diasporites), rarement, de manière subordonnée, s'ajoute la boehmite ; elles présentent des teneurs élevées en oxydes ferriques, liés sous forme de hématite (diaspore : 54 — 62 %, kaolinite : 15 — 17 %, hématite : 11 — 29 %, anatase+rutile : 2,2 — 3,5 %).

Bauxites ferroferriques ; la valeur du rapport Fe_2O_3 : FeO varie de 8 à 4, à cause de l'apparition des minéraux de fer bivalent, présents en proportions variables. On y distingue deux sous-groupes, bauxites griottes et rouges. Elles contiennent de l'hématite à côtés de minéraux du

Institutul Geologic al României

groupe des leptochlorites, dont la présence est masquée par la hématite, qui leur imprime la couleur. On a rencontré la boéhmite parfois prédominante jusqu'à exclusivité. Les bauxites brunes, caractérisées par la présence de la goëthite qui l'emporte sur la hématite ; la proportion des leptochlorites est analogue aux précédentes ; elles présentent des teneurs en kaolinite plus élevées.

Bauxites ferreuses : la valeur du rapport Fe_2O_3 : FeO est inférieur à 4. Les teneurs en leptochlorite y sont les plus élevées. Au point de vue minéralogique vu la couleur, on y a établi aussi deux sous-groupes bien individualisés : bauxites vertes à leptochlorite en abondance et hématite subordonnée dont la valeur du rapport Fe_2O_3 : FeO est en général supraunitaire mais parfois peut baisser même sous 1 ; bauxites noires à leptochlorite et goéthite dépourvues de hématite et à pigment colloïdal organohydrotroïlitique ; Fe_2O_3 : FeO = $\pm$ 1.

La série présentée révèle une évolution génétique à partir des bauxites formées en conditions nettement oxydantes (ferriques) jusqu'aux bauxites déposées en conditions réductrices jusqu'au stade de sulfuretum (fig. 1).

Les données minéralogiques et pétrographiques nous ont permis d'établir l'existence de deux séries évolutives génétiques (fig. 2), à partir des bauxites primaires ferriques ; ce sont les premières accumulées, plus exactement précipitées à la surface des calcaires du Jurassique supérieur. Une série se caractérise par la présence de la hématite et de la leptochlorite (bauxites rouges et vertes) et l'autre, par celle de la goéthite et de la leptochlorite, et finalement des sulfures ferreuses (bauxites brun-noir). On peut poursuivre la succession du premier cas dans la lentille de Schireaua, où les calcaires jurassiques occupent le mur, suivis des bauxites rouges ferriques et ferroferriques jusqu'aux bauxites vertes, à la partie supérieure, surmontées finalement par les calcaires néocomiens à Characées du toit (fig. 3). La série des bauxites goéthito-hydrotroïlitiques affleure beaucoup moins ; en terrain on n'a pas pu poursuivre cette succession. La figure 4 exprime l'évolution de la constitution minéralogique de la lentille de Schireaua. Cette figure et le graphique de la figure 2 révèlent aussi le rapport inverse entre le fer total d'une part, l'alumine et la silice d'autre part. Le fer décroit des formes oxydées vers celles réduites. tandis que l'alumine et la silice gagnent légèrement. Le titane se maintient constant dans tous les types de bauxites primaires. L'évolution de la teneur en éléments disperses est particulièrement caractéristique. Elle a été poursuivie dans les différents types de bauxites. Au cas de la lentille de Schireaua (fig. 9) on constate que, au fur et à mesure que l'on passe des bauxites ferriques d'en bas à celles ferreuses supérieures, les teneurs en Cr, Mn, V, Zn, Ni, Be, Ba, Co augmentent et la teneur en Pb baisse.

L'étude minéralogique optique a conduit aux conclusions suivantes :

Les minéraux de la masse fondamentale (mésostase) sont généralement cryptocristallins. Pour les reconnaître on a recours aux rayons X et aux méthodes thermiques. On constate l'individualisation des minéraux jusqu'à idiomorphisme dans les ooïdes et surtout le long des fissures et dans les cavités, de manière subordonnée dans la mésostase.

Parmi les oxydes monohydratés d'aluminium, la boéhmite n'est reconnue que par voie roentgénographique, tandis que le diaspore apparaît fréquemment visible en lames minces suos forme de cristaux bien marqués tant dans la masse des bauxites que le long des fissures. Le gibbsite n'apparaît que sporadiquement étant probablement d'origine secondaire.

La kaolinite est un composant constant tant primaire, dans la mésostase et dans les ooïdes, que secondaire, rattachée probablement, dans ce dernier cas, aux apports hydrothermaux. La teneur en silice des bauxites du massif de Pădurea Craiului est pratiquement due entièrement à la kaolinite.

Les oxydes de fer apparaissent tant sous forme anhydre qu'à différents degrés d'hydratation résultant généralement des processus secondaires. L'hématite constitue le principal

Institutul Geologic al României

minéral de fer des bauxites rouges diffusée dans la mésostase et dans les zones concentriques des ooïdes. Elle prend naissance, de manière subordonnée, aux dépens de l'ilménite et surtout de la magnétite (martite), dont ne subsistent que des îlots relicts dans les pseudomorphoses. Les formes hydratées sont de nature secondaire, sauf la goéthite, qu'on considère d'origine sédimentogène, dans les bauxites primaires de la série goéthite-sulfureuse. Les processus d'hydratation, diagénétiques et d'altération superficielle, souvent suivis de déferrification, conduisent à des formes avec différents degrés d'hydratation, à partir de la hématite ou de la leptochlorite primaire hydrohématite, goéthite (secondaire le long des fissures ou dans les concrétions), hydrogoéthite, limonite. Sporadiquement on a rencontré la lépidocrocite formée à la suite de l'oxydation de la pyrite hydrothermale.

Les leptochlorites se trouvent tant dans la masse et les corpuscules des bauxites ferroferriques et ferreuses, que le long des fissures, étant d'origine soit primaire-sédimentogène, soit secondaire. La sidérose n'a été reconnue que dans un seul cas, dans une bauxite témoignant des influences hydrothermales. Les sulfures de fer sont représentés par l'hydrotroïlite, qui, en association avec la substance organique, pigmentant les bauxites noires, ainsi que par la pyrite qui peut être tant d'origine sédimentogène que hydrothermale ; cette dernière est présente surtout le long des fissures de contraction et dans les ooïdes.

Le titane apparaît diffuse tant dans la mésostase (anatase) que dans les minéraux indépendants (anatase, rutile, ilménite) dans les fissures et dans les ooïdes. Le rutile prend souvent naissance aux dépens de l'ilménite associée à la hématite, l'ilménite ne subsistant que sous forme relicte.

De manière tout à fait sporadique et subordonnée se trouvent le quartz, d'origine hydrothermale et la calcite supergène, remplissant les fissures ou générée aux dépens des grains de calcaires (parfois même des restes fossiles), englobés dans la masse allitique au cours du processus de précipitation. Bien qu'elles soient plaquées aux calcaires, les bauxites du massif de Pădurea Craiului ne renferment que des quantités tout à fait sous-unitaire de Ca et Mg, le dernier augmente en présence des leptochlorites dans les bauxites vertes. La teneur minimum en alcalis est due à la présence des silicates (kaolinite, leptochlorite) et celle en phosphore, aux quantités infimes des phosphates précipités en même temps que la gelée allitique des bauxites.

L'étude pétrographique des différents types de bauxites a mis en évidence que les bauxites primaires ferriques, résultées au cours du principal processus de précipitation, se caractérisent par une remarquable unité structurale et minéralogique, les ooïdes étant constituées par un nombre réduit de couches et les spastolithes apparaissant de manière tout à fait subordonnée. La mésostase est excessivement pigmentée par l'hématite, fait qui rend difficile à déchiffrer sa structure. Néanmoins celle-ci devient visible grâce aux processus de déferrification qui ont conduit vers les bauxites roses, jaunes, même blanches. Les bauxites brunes, vertes et noires, issues des accumulations palustres, probablement ultérieures, présentent des ooïdes et des fragments de bauxite remaniés de manière intraformationnelle soit à l'état plastique (spastolithes), soit à l'état solide, parfois fragmentaire, régénérés ou oolithisés, à matériel allitique, au cours d'une phase ultérieure. Parfois les ooïdes ne sont constituées que d'une seule couche (bauxites vertes) ou de couches successives, mono- ou polyminérales, le plus grand nombre des couches étant propre aux bauxites noires. La mésostase, en quantités restreintes dans les ooïdes, se réduit parfois à une zone mince, pelliculaire. La masse de la mésostase est pigmentée par la goéthite au cas des bauxites brunes, par la leptochlorite, au cas de celles vertes et par le pigment colloïdal organohydrotroïlitique, au cas des bauxites noires.

Le processus de déferrification (supergène ou hydrothermal) affecte une bonne partie des corps de bauxite, agissant soit dans les zone périphériques des lentilles, soit le long des fissures

Institutul Geologic al României

en modifiant les caractères des roches : couleur, structure, composition chimique et minéralogique.

Les lames minces examinées révèlent trois aspects propres aux bauxites et spécialement à la mésostase, au cours du processus de déferrification.

Un trait général est celui que la mésostase se déferrifie avant les ooïdes, conférant au cours d'une phase intermédiaire, un aspect bigaré à la roche. La déférrification débute par les bauxites rouges, continue par celles de couleurs de plus en plus claires (rose, jaune), jusqu'aux bauxites blanches. Dans ce dernier cas, fonction de l'agent qui a déclenché et achevé la déferrification, il en résulte des bauxites blanches diasporiques ou kaolineuses, dont la structure ooïde initiale disparaît presque complètement (de vraies kaolines).

La déferrification de la mésostase a lieu de trois manières distinctes : déferrification par diffusion en conservant la structure collomorphe : le fer est chassé sous forme colloïdale, nébulitique, la mésostase préservant l'état collomorphe initial ; déferrification pointillée : le fer séparé de la mésostase se concentre en points fins, limonitiques (?) autor desquels, la mésostase reste décolorée et à l'état cryptocristallin ou finement cristallisé révélant sa nature diasporique ; déferrification par recristallisation : le fer se separe sous forme de pigment limonitique dans les interstices formées par le diaspore fin prismatique, recristallisé, de la mésostase.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

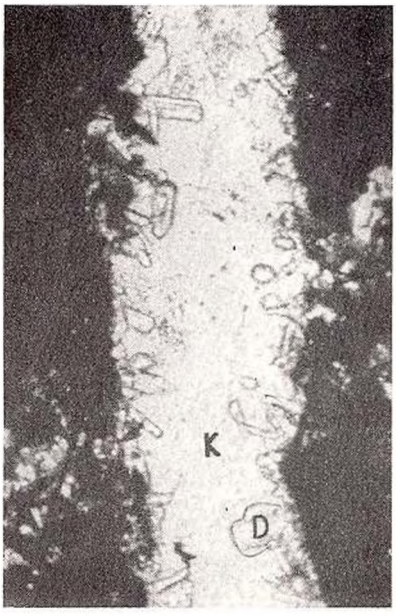
Fig. 1 — Diaspor (D) căptușind pereții unei fisuri umplute cu caolinit (K). × 20. N II.
Diaspore (D) tapissant les parois d'une fissure remplie de kaolinite (K) X 20. N II.

Fig. 2. — Ooid cu ilmenit tabular (IL) pseudomorfozat de rutil, asociat cu caolinit (K) și hematit (H), în bauxită roșie. X 20. N II.
Ooïde avec ilménite tabulaire (IL) pseudomorphisé par le rutile, associé à la kaolinite (K) et à l'hématite (H), en bauxite rouge. X 20. N II.

Fig. 3. — Bauxită deferizată cu caracter brecios, cimentată cu caolinit. X 8. N II.
Bauxite déferrifiée à caractère brécheux, cimentée de kaolinite. X 8. N II.

Fig. 4. — Detaliu în fisură umplută cu caolinit, local cu dezvoltare vermiformă. X 15. N II.
Détail dans une fissure remplie de kaolinite, localement avec développement vermiforme. X 15. N II.

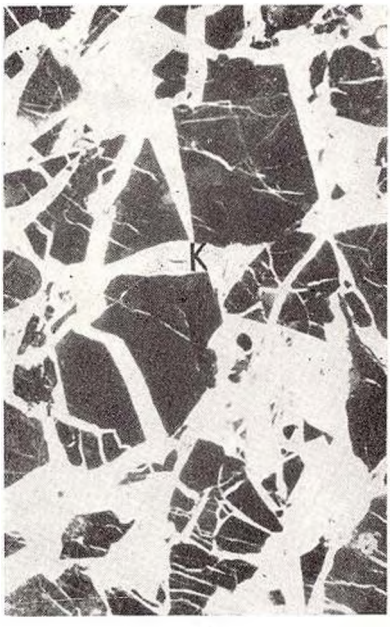
Institutul Geologic al României



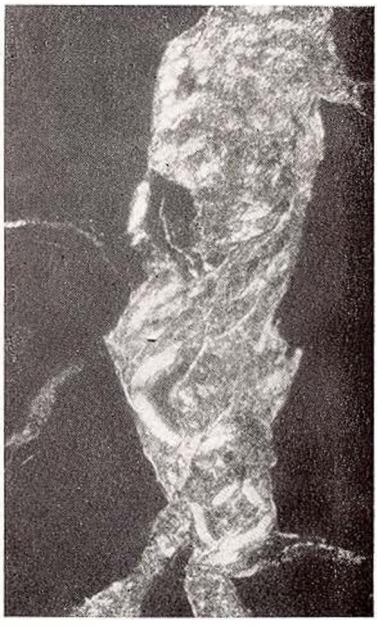
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Fig. 1. — Goethit fibros (G) dezvoltat perpendicular pe pereții fisurilor unei bauxite pe cale de deferizare. X 10. NII.

Goéthite fibreuse (G) développée perpendiculairement aux parois des fissures d'une bauxite en train de déferrification. X 10. N II.

Fig. 2. — Pseudomorfoză de hematit după magnetit idiomorf asociat cu caolinit (K), în bauxită galbenă. X 10. N II.

Pseudomorphose d'hématite après la magnétite idiomorphe, associée à la kaolinite (K), en bauxite jaune. X 10. N II.

Fig. 3. — Bauxită vișinie cu mezostaza aproape opacă și ooidele feruginoase (hematitice) cu bordură albă de diaspor. X 5. NII.

Bauxite grioltte avec mésostase presque opaque et ooïdes ferrugineuses (hématitiques) avec auréole blanche de diaspore. X 5. N II.

Fig. 4. — Bauxită roșie cu zone deferizate (de culoare deschisă). X 12. NII.

Bauxite rouge avec des zones déferrifiées (de couleur claire). X 12. N II.

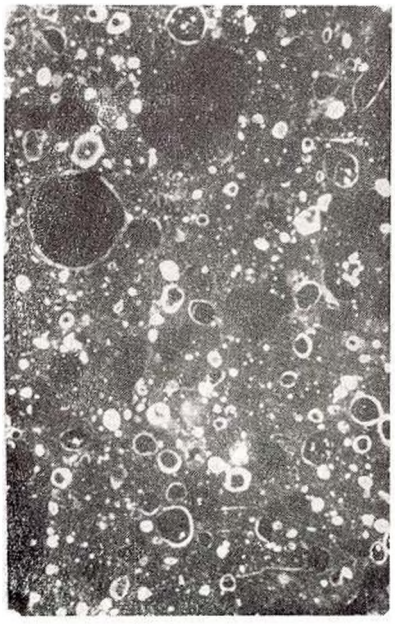
Institutul Geologic al României



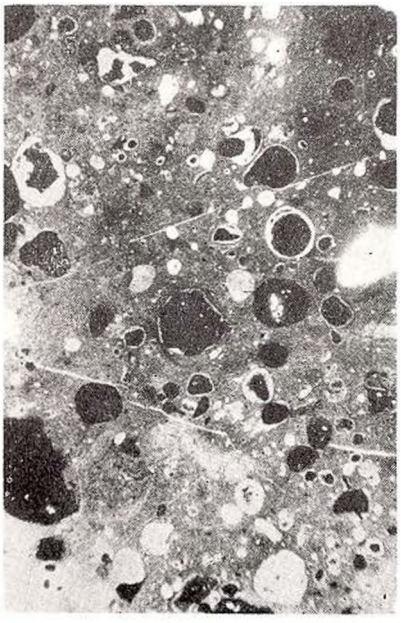
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Fig. 1. — Detaliu în bauxită roz, cu ooide deformate (S) și fragmente detritice (D). X 10. N II.

Détail dans une bauxite rose, avec ooïdes déformées (S) et fragments détritiques (D). X 10. N II.

Fig. 2. — Bauxită cafenie cu fragmente detritice (D), ooide complexe (Ocp.), spastolite (S) și fisuri cu leptoclorit (Lc). X 15. N II.

Bauxite brune avec des fragments détritiques (D), des ooïdes complexes (Ocp.), des spastolithes (S) et des fissures à leptochlorite (Lc). X 15. N II.

Fig. 3. — Bauxită cafenie cu fragmente detritice (D). X 10. N II.

Bauxite brune avec des fragments détritiques (D). X 10. N II.

Fig. 4. — Bauxită verde cu structură ooidală-detritică și textură orientată — lentila Schireaua. X 8. N II.

Bauxite verte à structure ooïdale-détritique et texture orientée — lentille de Schireaua. X 8. N II.

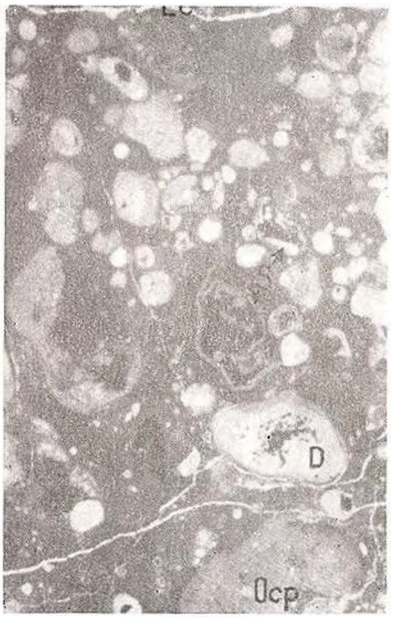
Institutul Geologic al României

V. PAPIU ET AL. Caracterele chimico-mineralogice ale bauxitelor din Pădurea Craiului

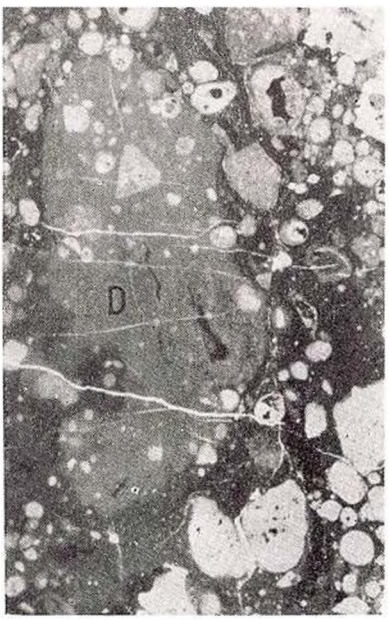
Pl. III



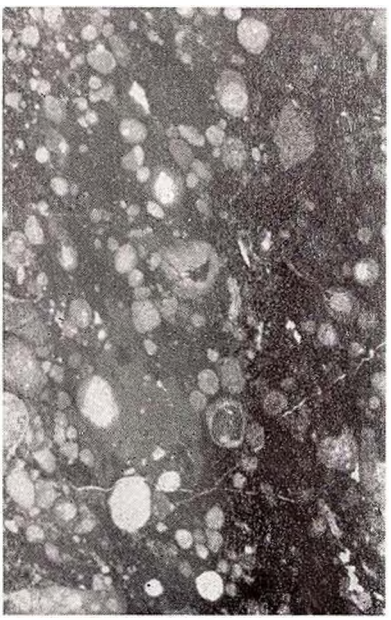
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Fig. 1. — Bauxită neagră cu diaspor recristalizat (D), leptoclorit pe fisuri în ooide (Lc), cu structură ooidal-detritoidă, cu ooide complexe (Ocp). X 12. NII.

Bauxite noire : diaspore recristallisé (D), leptochlorite le long des fissures des ooïdes (Lc), structure ooidale-détritoïde, ooïdes complexes (Ocp). X 12. N II.

Fig. 2. — Detaliu în bauxită neagră cu fragment detritic feruginos (H) și corpusculi leptocloritici (Lc). X 12. NII.

Détail dans la bauxite noire avec un fragment détritique ferrugineux (H) et corpuscules leptochloritiques (Lc). X 12. N II.

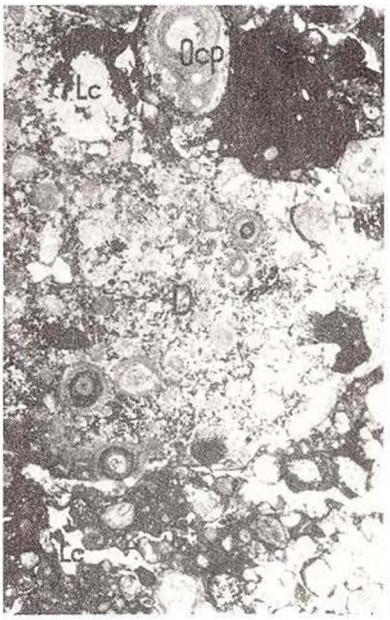
Fig. 3. — Bauxită roz. X 10. NII.

Bauxite rose. X 10. N II.

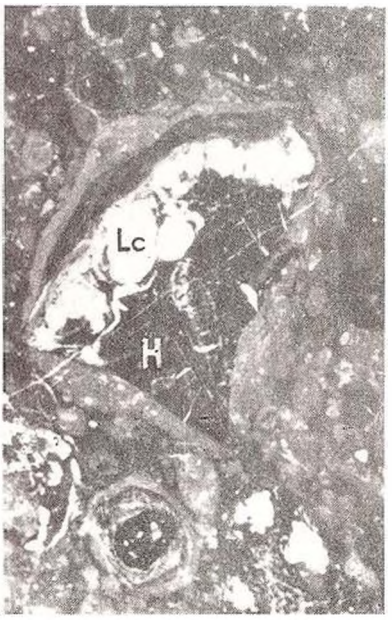
Fig. 4. — Bauxită roz deferizată, cu ooide complexe (Ocp) și leptoclorit (Lc). X 8. N II.

Bauxite rose déferrifiée, avec ooïdes complexes (Ocp) et leptochlorite (Lc). X 8. N II.

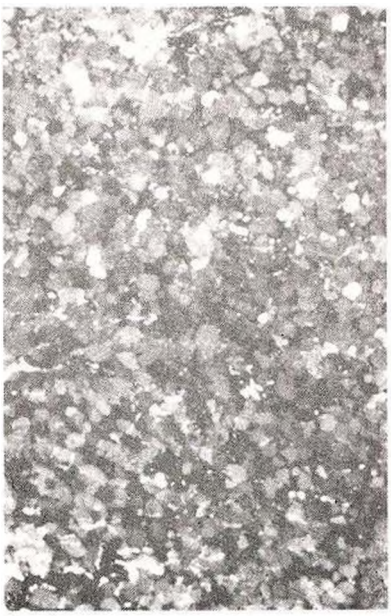
Institutul Geologic al României



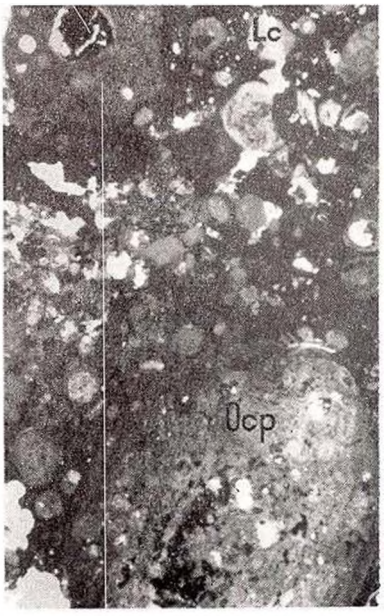
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA V

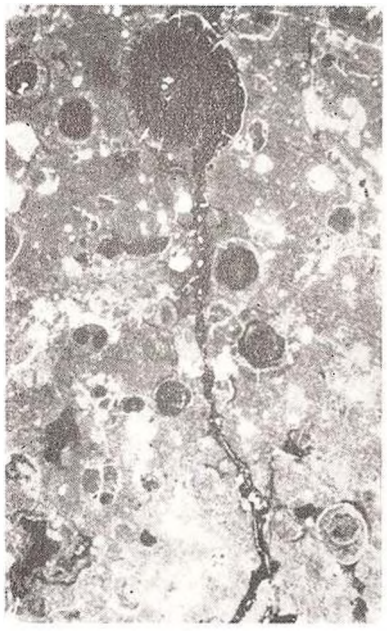
Fig. 1. — Bauxită roz deferizată, cu ooide feruginoase incomplet deferizate. X 10. NII.
Bauxite rose déferrifiée, avec ooïdes ferrugineuses déferrifiées de manière incomplète. X 10. N II.

Fig. 2. — Bauxită albă diasporică. X 10. NII.
Bauxite blanche diasporique. X 10. N II.

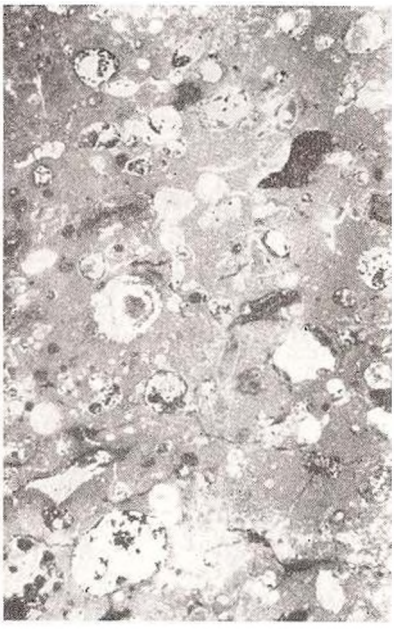
Fig. 3. — Bauxită albă caolinoasă. X 10. NII.
Bauxite blanche kaolineuse. X 10. N II.

Fig. 4. — Bauxită cenușie cu pirită masivă (P). X 8. NII.
Bauxite cendrée avec pyrite massive (P). X 8. N II.

Institutul Geologic al României



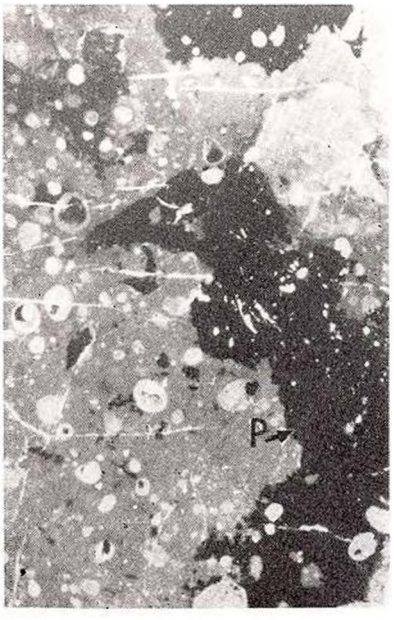
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VI

Fig. 1. — Bauxită roz deferizată; hematit (H) și pirită (P) pe fisuri fine. X 13. NII

Bauxite rose déferrifiée; hématite (H) et pyrite (P) le long des fissures fines. X 13. NII.

Fig. 2. — Bauxită roșie cu mezostază deferizată înaintea ooidelor feruginoase. X 10. NII.

Bauxite rouge avec mésostase déferrifée avant les ooïdes ferrugineuses. X 10. N II.

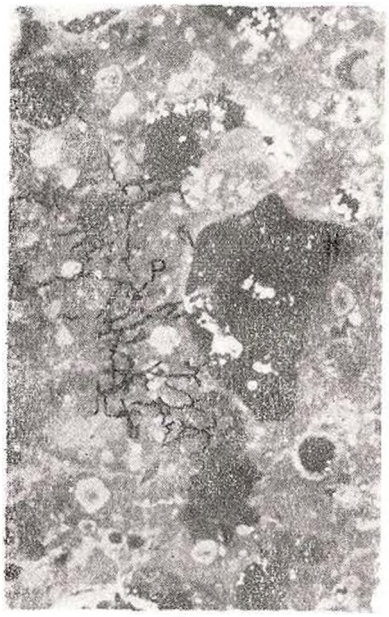
Fig. 3. — Fisură cu caolinit (K) și hematit fin globular, rezultat în procesul de deferizare a bauxitei. X 125. NII.

Fissure avec kaolinite (K) et hématite fine globulaire résultée au cours du processus de déferrification de la bauxite. X 125. N II.

Fig. 4. — Bauxită deferizată. Se remarcă limita netă între cele două tipuri (A și B). X 40. NII.

Bauxite déferrifée. On remarque la limite nette entre les deux types (A et B). X 40. N II.

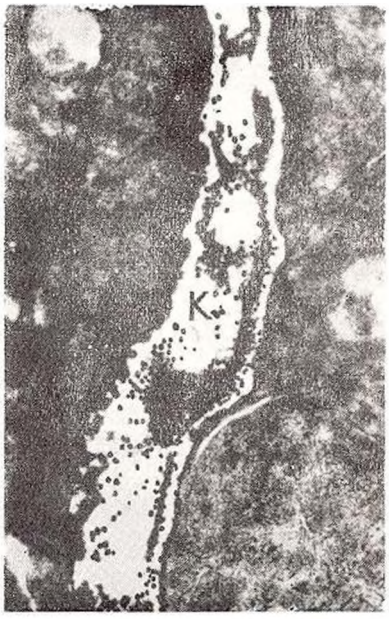
Institutul Geologic al României



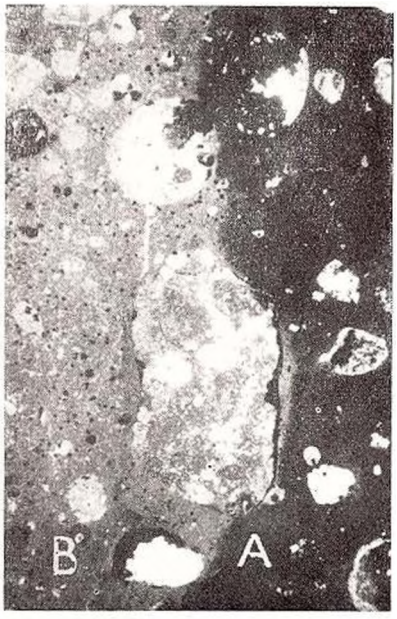
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VII

Fig. 1. -- Deferizarea prin difuziune în stare colomorfă. Limonitul difuzat, evidențiază structura ooidală. X 125. N II.

Déferrification par diffusion à l'état collomorphe. La limonite diffuse met en évidence la structure ooïdale. X 125. N II.

Fig. 2. — Deferizarea punctiformă a mezostazei. X 75. NII.

Déferrification en pointillé de la mésostase. X 75. N II.

Fig. 3. — Idem. X 100 N II.

Idem. X 100. N II.

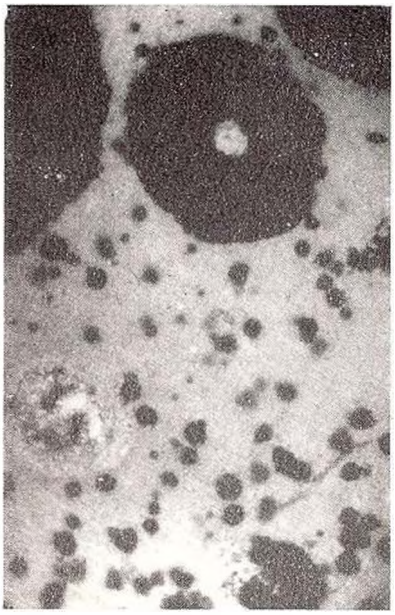
Fig. 4. — Deferizarea prin recristalizare. Acele de culoare deschisă sînt de diaspor, iar petele întunecate reprezintă pigmentul feruginos separat din mezostază. X 100. NII.

Défferification par recristallisation. Les cristaux aciculaires de couleur claire sont en diaspore, alors que les taches sombres représentent le pigment ferrugineux séparé de la mésostase. X 100. N II.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOLOGICE ŞI PETROGRAFICE ÎN ZONA MEDIANĂ A CARPAŢILOR MERIDIONALI (MUNŢII VULCAN — PARÎNG)

DE

LAZĂR PAVELESCU,* MARIA PAVELESCU**

Abstract

Geologic and Petrographic Studies in the Median Zone of the South Carpathians (Vulcan-Parîng Mountains). This paper deals with the geology and structure of the median zone of the South Carpathians. This zone is built up of formations which belong both to the Getic and to the autochthonous areas. Within the Getic crystalline varied types of micaschists, paragneiss, amphibolites, amphibolic schists and migmatites are described Based on the interpretation of the ACF diagrams the conclusion is reached that the rocks have been metamorphosed under the conditions of the amphibolic facies, staurolite-disthen subfacies. A large number of small-sized lenses of serpentine rocks (ophiolites) are to be noticed along the Getic nappe overthrust. In the autochthonous there are described the Mesozoic deposits, as well as the granitoid massifs, the various Precambrian formations (crystalline schists of the Drăgşan series and the Lainici-Păiuş series), and the Paleozoic metamorphic formations (crystalline schists of the Tulişa series). As regards the genesis of the granitoid rocks, the lithogenic nature of the palingenetic magmas is confirmed. From the structural point of view it is proved that the formation of the main structural elements has developed during quite a long time including various orogenic epochs: Preassyntian, Assyntian, Caledonian and even the early phases of the Hercynian orogeny.

CONSIDERAŢII GENERALE

Regiunea studiată cuprinde partea mediană şi de sud a munţilor Lotru — Sebeş, partea estică a munţilor Vulcan şi partea centrală şi vestică a munţilor Parîng.

* I. P. G. G. str. Traian Vuia nr. 6. Bucureşti.

** Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55 Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Din punct de vedere geologic, aceste regiuni aparțin atît formațiunilor care reprezintă pînza getică, cît și celor ale autohtonului.

Printre primele lucrări geologice în care sînt citate aceste zone ale Carpaților Meridionali, menționăm pe cele ale lui Suess (1891), care socotește arcul carpatic și balcanic, ca fiind format dintr-un complex de zone cristaline. Aceste zone cristaline, în urma unei inflexiuni s-ar încrucișa în zona Mehadia și ar fi tăiate de Dunăre între Moldova Nouă și Turnu Severin.

Inkey (1884, 1891) stabilește între Olt și Dunăre patru zone de șisturi cristaline, ce ar corespunde unor linii tectonice majore.

Cvijič (1903), susține că între Balcani și Carpați există o legătură, fără întrerupere, a tuturor liniilor tectonice. Aceste linii pot să fie urmărite din Carpații Meridionali prin Munții Miroci pînă în valea Timocului. După acest autor, falia valea Cernei, ar despărți sistemul liniilor tectonice din Balcani, de cel din Carpații Meridionali. Falia aceasta s-ar opri în depozitele mezozoice din Balcani și ar pătrunde în cele din Banat.

Schafarzik (1903), spre deosebire de Cvijič, susține existența legăturii între Carpați și Balcani, însă n-o argumentează. După Schafarzik, Carpații Meridionali sînt formați dintr-o succesiune de zone de șisturi cristaline și de depozite sedimentare, cu masive de roci eruptive.

În zona centrală a Carpaților Meridionali apar masive granitice, iar în cea externă, sedimentară, masive de roci banatitice.

În cadrul zonelor de șisturi cristaline, cu nuclee de roci eruptive s-au deosebit:

a) Zona externă (vestică), care cuprinde zona banatitelor (Schafarzik) și urmărește, în genere, convexitatea arcului carpatic;

b) Zona centrală (Schafarzik), cuprinde masivele Parîng, Retezat și Almaj, cu granite, gabbrouri și serpentinite și care se prelungește și la SSW de Dunăre;

c) Zona sud-estică (semnalată de G. Ștefănescu și stabilită de L. Mrazec), cuprinde interiorul curburii arcului carpatic și este formată din fișia cunoscută sub numele de granitul de Șușița;

d) Zona gnaisului de Cozia (Primics, Mrazec și Reinhard) cuprinde marginea externă a șisturilor cristaline din Făgăraș.

Murgoci (1905) a arătat că în Carpații Meridionali avem de-a face cu o structură în pînză de șariaj, structură care s-a format la adîncimi mari și a cărei formare a durat tot timpul Cretacicului superior pînă în Numulitic.

Institutul Geologic al României

Murgoci, Nopcsa (1915) stabilesc în Carpaţii Meridionali pe lîngă cutările varistice de direcţie SW-NE, încă alte două tipuri de cutări mai noi, mezozoice, una banatitică de direcţie NS şi alta transilvanică de direcţie EW.

Popescu-Voiteşti, la discuţia care a avut loc cu ocazia comunicării făcută de Murgoci şi Nopcsa, în 1915, susţine că între autohton şi pînza getică s-ar plasa pînza de Urdele, formată din strate de Sinaia, depozite jurasice, roci verzi şi serpentine.

Ulterior, Codarcea (1936) reia problema pînzei de Urdele, prin studiile executate în podişul Mehedinţi, denumind-o pînza de Severin.

În ce priveşte vîrsta şisturilor cristaline a celor două unităţi s-a susţinut de către geologii bulgari, că şisturile cristaline ale pînzei getice ar fi mai vechi decît Silurianul, iar cele ale autohtonului, ar fi precambriene.

În limitele ariilor de răspîndire a şisturilor cristaline din lanţul muntos al Carpaţilor Meridionali, după gradul de metamorfism şi al fazelor orogenice, s-au deosebit două faze principale de formare a acestor şisturi: faza precambriană, care cuprinde şisturile cristaline ale seriei de Sebeş — Lotru, ale seriei de Lainici - Păiuş şi ale seriei de Drăgşan; faza paleozoic-inferioară, cu seria de Tulişa şi seria epimetamorfică din partea de nord-vest şi est a Carpaţilor Meridionali.

Din schiţa alăturată (fig. 1), se observă că şisturile cristaline ale seriei de Sebeş-Lotru se paralelizează cu cele ale seriei de Lainici - Păiuş, atît în privinţa naturii materialului metamorfozat, cît şi vîrsta metamorfismului, iar cu orizontul inferior al seriei de Drăgşan, numai în privinţa vîrstei metamorfismului.

În timp ce şisturile cristaline ale seriilor de Sebeş-Lotru şi Lainici-Păiuş sînt formate pe seama unor depozite preponderent detritice, şisturile cristaline ale orizontului inferior al seriei de Drăgşan sînt formate pe seama unor roci vulcanogen-sedimentare.

În ceea ce priveşte gradul de metamorfism se observă că atît unele cît şi altele au fost metamorfozate în condiţiile faciesului amfibolitic eventual granulitic pe de o parte, iar pe de alta, că şisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş, cît şi cele ale seriei de Drăgşan poartă destul de pregnant, aproape cu caracter regional, amprenta unui retromorfism uneori destul de accentuat.

Tot din schiţă, reiese că la partea superioară, seriile de Lainici-Păiuş şi Drăgşan (orizontul inferior — complexul amfibolitic) se termină cu un complex de şisturi cristaline (orizontul superior al seriei de Drăgşan — complexul sericito-cloritos) căruia i s-a atribuit vîrsta proterozoic

Institutul Geologic al României

mediu-superioară. Acest complex este constituit dintr-o îndinţare facială intimă între depozitele de natură detritică şi cele vulcanogene. La rîndul lui, complexul acesta de şisturi cristaline, a suferit unele procese de retromorfism.

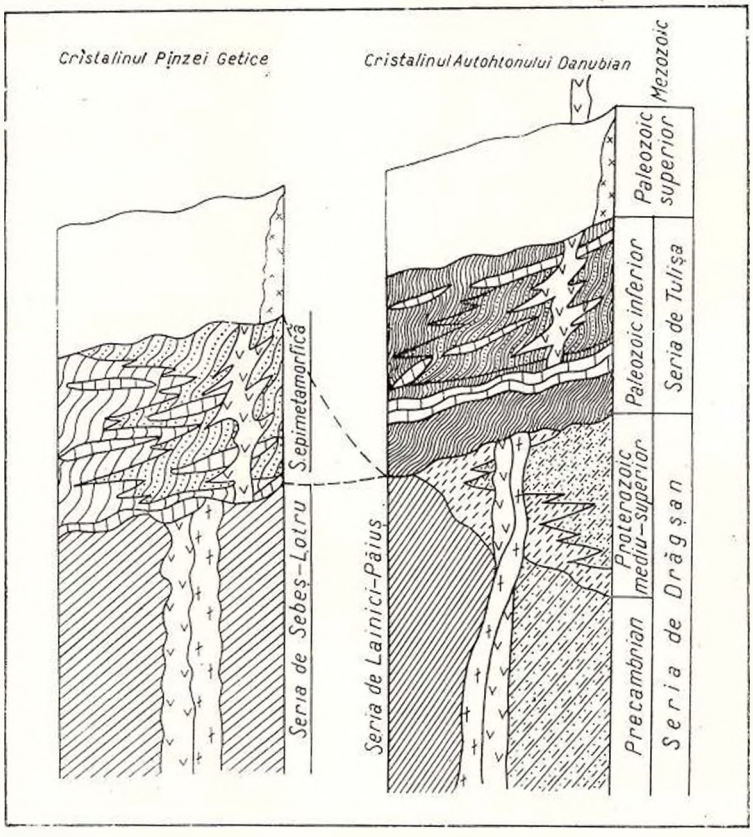


Fig. 1. — Coloane stratigrafice, schematice, cu paralelizarea litofacială a seriilor cristaline din autohton şi din cristalinul pînzei getice.

Colonne stratigraphique, schématique, révélant la parallélisation lithofaciale des séries cristallines de l'autochtone et du cristallin de la nappe gétique.

În Paleozoicul inferior, sau în Proterozoicul superior, au luat naştere o serie de complexe cristaline foarte heterogene (seria epimetamorfică din domeniul cristalinului getic şi eventual seria de Tulişa, din domeniul autohtonului).

Institutul Geologic al României

În cadrul şisturilor cristaline ale seriei de Tulişa s-au putut separa la partea inferioară un orizont detritic constituit din metaconglomerate şi variate tipuri de şisturi cuarţitice, peste care se dispun discordant calcare cristaline, mai mult sau mai puţin dolomitice. Peste aceste calcare urmează un complex de şisturi formate pe seama unor depozite de natură vulcanogenă (orizontul median). Seria se termină la partea superioară (orizontul superior) printr-un complex de şisturi cristaline formate pe seama unei alternanţe de depozite epiclastice şi piroclastice, cu predominarea primelor.

În seria de şisturi cristaline epimetamorfice, din partea de nord a munţilor Sebeş, în bază, se întîlnesc calcare cristaline şi şisturi calcaroase care se pot paraleliza cu cele din baza orizontului median al seriei de Tulişa.

În ce priveşte modul de răspîndire al unor complexe cristaline se observă că, în timp ce complexul amfibolitic (orizontul inferior) al seriei de Drăgşan are foarte largă răspîndire în partea de est, sud şi vest a autohtonului (munţii Parîng, munţii Vulcan, munţii Almajului şi Muntele Mic), în munţii Retezat şi Petreanu şisturile cristaline ale acestui complex apar pe o arie destul de restrînsă.

În cadrul orizontului superior, proterozoic, al seriei de Drăgşan, aria de răspîndire a şisturilor cristaline formate pe seama rocilor vulcanogene, predomină în partea de vest a Carpaţilor Meridionali (Petreanu, Muntele Mic, Almaj) iar cele formate pe seama depozitelor epiclastice în partea centrală (Retezat, Vulcan).

În partea de est a Carpaţilor Meridionali apar şisturile cristaline ale orizontului median (roci verzi) ale seriei de Tulişa, iar înspre vest cele ale orizontului superior.

Ceea ce merită de asemenea să fie semnalat, este faptul că, şisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş au o largă răspîndire în zona centrală a Carpaţilor Meridionali (Parîng şi Vulcan), iar în partea nordică (Retezat, Petreanu) apar sporadic.

Tot din fig. 1, reiese că în timpul Proterozoicului mediu-superior şisturile cristaline ale seriilor de Lainici-Păiuş şi Drăgşan, au fost străpunse şi metamorfozate de o serie de corpuri granitoide de natură litogenă. Intruziunea acestor corpuri reprezintă de fapt magmatismul sinorogen al orogenezei assyntice.

DESCRIEREA GEOLOGICĂ ŞI PETROGRAFICĂ

Cristalinul pînzei getice

În aria de răspîndire a şisturilor cristaline aparţinînd pînzei getice, în regiunile cercetate (partea de sud a munţilor Sebeş-Lotru şi de est a

Institutul Geologic al României

munților Cimpii) se întîlnesc variate tipuri de micașisturi, paragnaise, amfibolite, șisturi amfibolice și de gnaise migmatice (mixte).

Micașisturile. În majoritatea cazurilor micașisturile apar ca intercalații printre paragnaise sau ca faciesuri laterale ale acestora. De multe ori, micașisturile au fost întîlnite în apropierea zonelor migmatice, ca relicte ale proceselor de diferențiere metamorfică. În genere, sînt roci formate dintr-un țesut foios, ce includ, din loc în loc, nodule mai cuarțoase. Rocile acestea nu reprezintă decît un episod pelitic într-un context esențialmente psamitic. În unele tipuri, alături de mineralele micacee și cuarț, mai apare albitul, granații, distenul, turmalina sau sillimanitul.

În mod obișnuit, cuarțul în aceste roci apare în cristale mici, granoblastice, formînd uneori lentile discontinui, de cele mai multe ori însă, ele leagă și cimentează păturile micacee între ele. În unele tipuri de micașisturi, cuarțul poate să fie fin dispersat, în fîșii cu aspect grezos, încît la un moment dat e greu de precizat dacă e vorba de o silice provenită dintr-o exudație metamorfică sau din galeți.

Mineralele micacee sînt repartizate între biotit și muscovit și formează pături lamelare, discontinui, de grosimi variabile.

Biotitul, în genere, e brun-roșcat și puternic pleocroic. De multe ori apare în asociație cu fengit, muscovit sau clorit. Lamelele sale sînt, de obicei, cloritizate pe margini și conțin numeroase incluziuni de minerale opace, leucoxen, rutil, apatit, zircon, zoizit, etc. Pleocroismul său variază de la n_g = brun-roșcat-galben, verde cu nuanțe brune, la n_p = galben cu nuanțe brune.

Muscovitul ocupă uneori pînă la 80% din volumul rocilor și se prezintă sub formă de lamele larg dezvoltate care conțin incluziuni de cuarț.

Clinoclorul formează cuiburi, nu prezintă nici o orientare și nu participă decît foarte puțin la textura foioasă a rocilor.

Fengitul este întotdeauna prezent, intim asociat cu lamelele de biotit.

Granații (almandin) sînt bine reprezentați prin cristale uneori larg dezvoltate, ușor crăpate și conțin incluziuni de natură cuarțoasă. Frecvent sînt mulați de solzi și lamele de biotit și clorit.

În unele tipuri de micașisturi, biotitul brun se prezintă sub forma unor lamele mari cu conture neregulate și difuze, foarte proaspete și foarte pleocroice. Aceste lamele sînt de neoformație și lasă impresia că invadează rocile. Alături de aceste lamele de biotit apar granule de titanit, epidot și zoizit.

Institutul Geologic al României

Aceste granule se intercalează printre mineralele micacee fără a respecta însă foliaţia principală a rocilor. Cuarţul apare destul de rar în aceste tipuri de roci, în schimb albitul, în fenoblaste poikilitice se întîlneşte destul de frecvent printre mineralele micacee.

În unele roci, elementele detritice sînt reprezentate prin microgaleţi de microclin.

Din aspectele microfiziografice, reiese că micaşisturile provin din metamorfismul unor depozite psamo-pelitice, local conglomeratice.

E probabil, că datorită forţelor interne suferite de roci, în unele cazuri, s-a produs o alungire a galeţilor, o exudare şi mobilizare a unor elemente pe de o parte, iar pe de alta o concentrare în cute, nodule, strate, a mineralelor micacee separînd în felul acesta nivelele mai competente.

Din punct de vedere chimic micaşisturile din partea de sud a munţilor Sebeş corespund la următoarele formule standard (Barth).

1) $K_{2.99}\ Na_{1.56}\ Ca_{0,25}\ Mg_{1,33}\ Fe^{++}_{3.37}\ Mn_{0.10}\ Fe^{+++}_{3.18}\ Al_{26.34}\ Ti_{0.51}\ Si_{49.55}\ [O_{145.58}\ (OH)_{14.42}]\ 160$

2) $K_{3.04}\ Na_{0.00}\ Ca_{0.15}\ Mg_{2.84}\ Fe^{++}_{1.63}\ Mn_{0.06}\ Fe^{+++}_{3.86}\ Al_{25.20}\ Ti_{0.85}\ P_{0.04}\ Si_{49.14}\ [O_{145,77}\ (OH)_{14.23}]\ 160$

Valorile A C F respectiv A′ K F variază în felul următor :

1) A = 71.09 ; C = 1.44 ; F = 27.45 ; A′ = 73.68 ;
K = 6.23 ; F = 20.08.

2) A = 70.09 ; C = 0.61 ; F = 29.68 ; A′ = 61.00 ;
K = 12.01 ; F = 26.00

Din aceste valori şi din cele modale, micaşisturile analizate corespund rocilor formate în condiţiile faciesului amfibolitic, subfacies staurolit-disten (fig. 2).

Printre aceste micaşisturi au fost întîlnite de asemenea cîteva bancuri sau lentile metrice de cuarţite curate sau aglomerări arcoziene.

Paragnaisele. Paragnaisele sînt rocile cele mai larg dezvoltate în regiunile cercetate. În general, ele prezintă un aspect psamitic. Din loc în loc, în compoziţia lor, apar concentraţii de minerale micacee şi în felul acesta fac trecerea spre micaşisturi.

În paragnaisele comune, compoziţia mineralogică este constituită din cuarţ, albit, biotit, fengit, clorit, granaţi, disten, staurolit, turmalină, amfiboli, epidot, zoizit, titanit, apatit, carbonaţi, oxizi de fier. De fapt

Institutul Geologic al României

compoziția mineralogică nu diferă de cea a micașisturilor decît prin raporturile cantitative între componenți.

În tipurile micacee ale paragnaiselor, mineralele micacee sînt dispuse în pături alternative cu cele cuarțo-feldspatice.

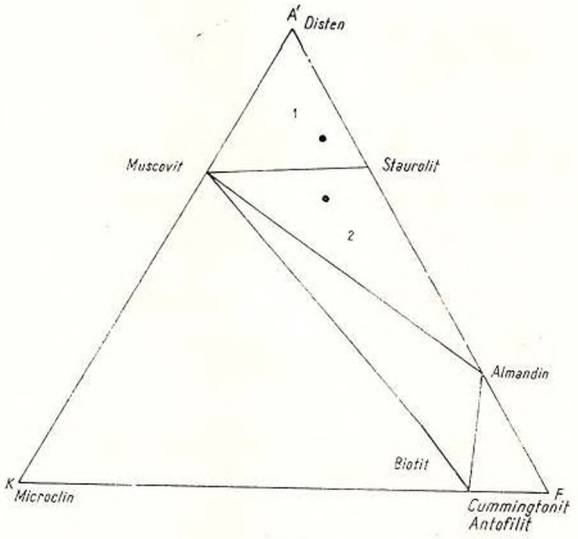


Fig. 2. — Diagrama A'KF pentru rocile cu exces de SiO_2 și Al_2O_3. Facies amfibolitic, subfacies staurolit-disten.

Diagramme A'KF des roches avec excès en SiO_2 et Al_2O_3. Faciès amphibolitique, subfaciès staurotide-disthène.

În aceste tipuri de paragnaise biotitul este de multe ori decolorat și transformat în muscovit. Aceste lamele de muscovit conțin plaje de limonit de-a lungul clivajelor și numeroase ace de rutil.

Uneori apar și lamele de biotit de neoformație, de culoare brun-verzuie, puternic pleocroice; n_g = verzui-brun; n_p = galben-deschis, pînă la incolor. Conține de asemenea, incluziuni de apatit și zircon fără aureole pleocroice, zoizit, etc.

Granulele de cuarț, de obicei cu contururi rotunjite, au rolul numai de legătură între alte componente; rareori formează pături fine granoblastice. În genere, formează cuiburi lentiliforme, discontinui sau se prezintă sub forma unor granule disperse, care uneori sînt angrenate cu cele de albit sau cu mineralele micacee.

Uneori agregatele cuarțoase apar sub forma unor mici cuiburi cu contururi nete care evocă niște galeți mai fini. Granulele de albit participă

Institutul Geologic al României

la această mezostază silicioasă într-un mod regulat și cristalele sale se disting prin incluziunile ce le conțin și mai puțin prin mărimea lor, care este analogă cu cea a granulelor de cuarț. Cristalele acestea de albit nu sînt niciodată maclate, ci doar ușor sericitizate.

În unele tipuri de paragnaise albitul este mineralul predominant (80 %). În aceste tipuri, alături de granulele mărunte, se întîlnesc și cristale mult mai mari în raport cu celelalte componente; uneori în aceste tipuri de gnaise granulele se pot asocia în ochiuri mici. Granulele mari conțin numeroase incluziuni de minerale micacee, epidot, cuarț, incluziuni care în genere desenează sinuozități comparabile cu cutele din păturile micacee.

În tipurile de paragnaise bogate în albit, mineralele micacee sînt reprezentate prin biotit, muscovit și fengit.

Muscovitul, de obicei, se asociază cu lamelele fin idiomorfe de biotit verde-brun, pe care tinde să-l substituie. În fazele inițiale se observă cum biotitul se decolorează și nu rămîn din el decît contururile și cîteva relicte. Într-un stadiu mai avansat poate să apară și cloritul. Acesta din urmă nu apare niciodată într-o cantitate prea mare.

Nu este vorba de o cloritizare a biotitului, ci mai mult de o sincristalizare a lui cu muscovitul.

În unele tipuri de gnaise au fost întîlnite și procese de transformare a biotitului în pennin, procese care de regulă sînt continui.

Fengitul este aproape întotdeauna uniax și are un ușor pleocroism verzui. De multe ori lamelele de muscovit sînt înfășurate în lamelele de fengit, care par a se dezvolta pe seama lor.

Cristalele de turmalină apar, de cele mai multe ori, sub formă de baghete, ca cele de staurolit, dispersate în mod neregulat în masa rocilor. La unele cristale de turmalină se observă tente albăstrui, mai închise la margine decît în nucleu.

Din punct de vedere chimic, paragnaisele din zona cercetată, corespund la următoarele compoziții:

1) $K_{2.63}\ Na_{6.22}\ Ca_{0.19}\ Mg_{3.08}\ Fe^{++}_{2.89}\ Fe^{+++}_{2.99}\ Al_{28.15}\ Ti_{0.16}\ P_{0.05}\ Si_{48.88}\ [O_{151.19}\ (OH)_{8.81}]\ 160$

2) $K_{4.09}\ Na_{3.58}\ Ca_{3.67}\ Mg_{3.42}\ Fe^{++}_{1.62}\ Mn_{0.12}\ Fe^{+++}_{3.66}\ Al_{17.66}\ Ti_{0.70}\ Si_{54.02}\ [O_{148.35}\ (OH)_{11.55}]\ 160$

3) $K_{3.85}\ Na_{4.99}\ Ca_{1.28}\ Mg_{0.06}\ Fe^{++}_{0.46}\ Fe^{+++}_{1.00}\ Al_{11.43}\ Ti_{0.15}\ P_{0.01}\ Si_{65.86}\ [O_{153.96}\ (OH)_{6.04}]\ 160$

4) $K_{4.97}\ Na_{6.86}\ Ca_{1.07}\ Mg_{0.43}\ Fe^{++}_{1.44}\ Mn_{0.07}\ Fe^{+++}_{1.19}\ Al_{13.13}\ Ti_{0.33}\ P_{0.13}\ Si_{61.11}\ [O_{147.44}\ (OH)_{12.56}]\ 160$

Institutul Geologic al României

5) $K_{2.23}\ Na_{7.09}\ Ca_{1.12}\ Mg_{2.39}\ Fe^{++}_{3.80}\ Mn_{0.05}\ Fe^{+++}_{0.72}\ Al_{15.14}\ Ti_{0.27}\ Si_{60.98}\ [O_{156.70}\ (OH)_{3.30}]\ 160$

6) $K_{1.98}\ Na_{7.20}\ Ca_{3.05}\ Mg_{0.98}\ Fe^{++}_{2.01}\ Fe^{+++}_{2.00}\ Al_{15.45}\ Ti_{0.53}\ P_{0.04}\ Si_{57.21}\ [O_{154.70}\ (OH)_{5.30}]\ 160$

7) $K_{3.13}\ Na_{8.83}\ Ca_{1.40}\ Mg_{0.49}\ Fe^{++}_{1.06}\ Fe^{+++}_{1.55}\ Al_{17.58}\ Ti_{0.28}\ Si_{60.88}\ [O_{158.02}\ (OH_{1.98}]\ 160$

8) $K_{2.40}\ Na_{8.15}\ Ca_{4.74}\ Mg_{1.65}\ Fe^{++}_{3.33}\ Mn_{0.13}\ Fe^{+++}_{2.50}\ Al_{16.68}\ Ti_{0.36}\ P_{0.80}\ Si_{48.79}\ [O_{152.41}\ (OH)_{7.59}]\ 160.$

Valorile A C F și A′ K F oscilează în felul următor:

1) A = 64.62; C = 0.62; F = 34.76; A′=59.83; K = 7.20; F=32.71
2) A = 43.41; C = 23.35; F = 32.88; A′=30.37; K = 19.69; F=49.80
3) A = 49.76; C = 35.36; F = 14.83; A′=16.98; K = 64.98; F=18.02
4) A = 30.72; C = 21.12; F = 48.22; A′= 4.72; K = 53.80; F=42.41
5) A = 30.86; C = 10.62; F = 58.51; A′=22.60; K = 11.70; F=65.70
6) A = 40.54; C = 29.57; F = 29.72; A′=20.50; K = 19.50; F=59.10
7) A = 53.93; C = 22.23; F = 23.52; A′=40.13; K = 29.94; F=29.93
8) A = 30.97; C = 32.20; F = 36.82; A′=55.27; K = 8.48; F=36.21

Din compozițiile chimice, se vede că valoarea K oscilează între 1.98 și 4.97, iar cea a Na între 3.58 și 8.83, de unde reiese că rocile se repartizează la grupa grauwackelor care au suferit puternice procese de metasomatoză sodică. Cu excepția paragnaisului micaceu de la Aușel (1) în care conținutul în CaO = 0.20, și Al_2O_3 = 26.77. Se observă că pe măsură ce crește conținutul în Al_2O_3 scade cel de CaO pînă la 0.20. La o valoare de 11.34 pentru Al_2O_3, valoarea CaO este de 1.41.

Valorile A C F și A′ K F arată că rocile au fost metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitic, subfaciesul staurolit-distenic (fig. 3).

Amfibolite și șisturi amfibolitice. În unele tipuri de paragnaise se observă cum mineralele micacee pseudomorfozează amfibolii. Amfibolii în aceste paragnaise, nu se prezintă decît sub formă de fantome, conținutul lor fiind ocupat de granulele de epidot și titanit. Același lucru se poate afirma și despre granați, care sînt transformați într-un feutraj constituit din biotit, fengit și pennin.

În tipurile în care amfibolii mai sînt prezenți sub formă de relicte, ei sînt diseminați sub formă de ace fine și mici între păturile micacee. De fapt este vorba de o hornblendă actinolitică, albăstruie, adesea decolo-

Institutul Geologic al României

rată. Atît biotitul verde, cît şi penninul au tendinţa de a înlocui cristalele de amfiboli şi de a nu lăsa din ei decît contururile cu zone periferice foarte subţiri şi discontinue.

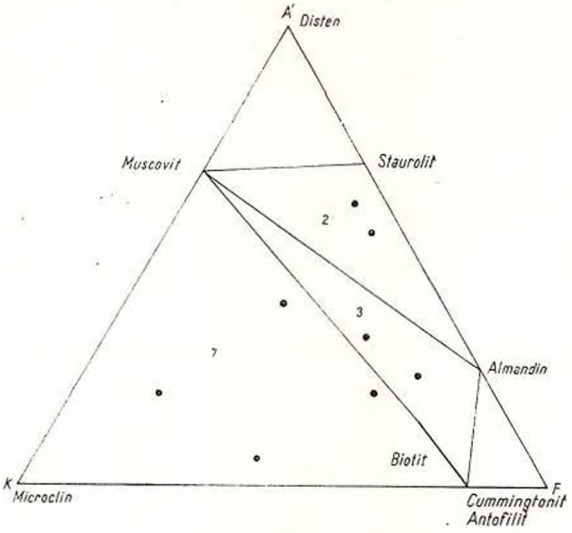


Fig. 3. — Diagrama A'K F pentru rocile cu exces de SiO_2 şi Al_2O_3. Facies amfibolitic, subfacies staurolit-almandin.

Diagramme A'K F des roches à excès en SiO_2 et Al_2O_3. Faciès amphibolitique, subfaciès staurotide-almandin.

Uneori atît albitul cît şi cuarţul participă în egală măsură la distrugerea cristalelor de hornblendă. Cea mai frecventă succesiune este hornblendă verde → hornblendă actinolitică (de culoare verde deschis) → clorit.

Granatul, atunci cînd apare, se prezintă sub formă de cristale izometrice diseminate în mod neregulat în masa rocilor. De multe ori el formează porfiroblaste, care sînt însă sparte şi corodate. E vorba de un almandin brun-roz.

În tipurile de amfibolite în care hornblenda este proaspătă, ea este albăstrui-verzuie-brună cu $c : n_g = 20°$ şi $(-)2V = 70° - 71°$. Frecvent aceste cristale apar în asociaţie cu cele de titanit.

Celelalte componente nu prezintă aspecte microfiziografice prea deosebite.

Din punct de vedere chimic rocile amfibolice corespund la :

1) $K_{0.36}\ Na_{3.65}\ Ca_{12.61}\ Mg_{9.34}\ Fe^{++}_{4.59}\ Mn_{0.11}\ Fe^{+++}_{2.70}\ Al_{21.60}\ Ti_{0.11}\ P_{0.08}\ Si_{43.32}\ [O_{144.89}\ (OH)_{15.11}]\ 160$

Institutul Geologic al României

2) $K_{0.61}$ $Na_{2.28}$ $Ca_{13.07}$ $Mg_{15.14}$ $Fe^{++}_{7.45}$ $Mn_{0.17}$ $Fe^{+++}_{0.86}$ $Al_{15.81}$ $Ti_{0.17}$ $P_{0.28}$ $Si_{47.15}$ $[O_{142.56}$ $(OH)_{17.44}]$ 160

3) $K_{0.19}$ $Na_{6.77}$ $Ca_{11.80}$ $Mg_{8.46}$ $Fe^{++}_{5.69}$ $Mn_{0.09}$ $Fe^{+++}_{3.04}$ $Al_{19.29}$ $Ti_{1.26}$ $P_{0.11}$ $Si_{43.91}$ $[O_{147.41}$ $(OH)_{12.59}]$ 160

4) $K_{0.43}$ $Na_{5.49}$ $Ca_{10.86}$ $Mg_{5.88}$ $Fe^{++}_{7.74}$ $Mn_{0.07}$ $Fe^{+++}_{1.40}$ $Al_{9.98}$ $Ti_{1.02}$ $P_{1.07}$ $Si_{45.23}$ $[O_{156.68}$ $(OH)_{3.32}]$ 160

5) $K_{0.55}$ $Na_{5.29}$ $Ca_{10.96}$ $Mg_{6.84}$ $Fe^{++}_{8.10}$ $Mn_{0.12}$ $Fe^{+++}_{1.58}$ $Al_{15.82}$ $Ti_{1.97}$ $P_{0.06}$ $Si_{46.99}$ $[O_{156.44}$ $(OH)_{13.56}]$ 160

6) $K_{1.92}$ $Na_{7.19}$ $Ca_{7.90}$ $Mg_{7.80}$ $Fe^{++}_{7.45}$ $Fe^{+++}_{2.58}$ $Al_{16.27}$ $Ti_{0.75}$ $Si_{47.03}$ $[O_{147.78}$ $(OH)_{12.22}]$ 160.

Valorile A C F şi A′ K F oscilează în felul următor :

1) A = 27.95 ; C = 34.96 ; F = 36.69 ; A′= 4.76 ; K = 1.22 ; F=93.93
2) A = 16.40 ; C = 30.07 ; F = 53.47 ; A′=10.23 ; K = 0.98 ; F=88.72
3) A = 22.96 ; C = 34.68 ; F = 42.28 ; A′=20.68 ; K = 0.52 ; F=78.52
4) A = 26.43 ; C = 30.29 ; F = 49.94 ; A′= 6.06 ; K = 1.47 ; F=92.34
5) A = 19.00 ; C = 35.00 ; F = 47.03 ; A′=12.80 ; K = 1.56 ; F=85.64
6) A = 17.79 ; C = 27.99 ; F = 54.19 ; A′=31,77 ; K = 4.03 ; F=63.96

Rocile, în genere, sînt relativ bogate în CaO (7.73 — 12.75 %), MgO (4.11 — 10.62 %) şi Na_2O (1.18 — 3.89 %) şi sărace în SiO_2 (50.31 — 46.46 %). De asemenea se constată că din punct de vedere chimic sînt destul de bogate în Al_2O_3 (14.06 — 19.66 %).

Unele amfibolite sînt lipsite de plagioclazi şi bogate în MgO, ceea ce denotă că ele s-au format pe seama unor roci ultrabazice.

Suma FeO + MgO variază de altfel între 6 — 22 %. Din proiecţiile triunghiurilor Winkler A C F şi A′ K F reiese că rocile se repartizează în mod egal cîmpurilor ce ocupă grauwackele sau rocile de natură bazaltică sau andezitică (fig. 4).

Din proiecţia valorilor A C F şi A′ K F reiese în mod evident că rocile au fost metamorfozate în condiţiile faciesului amfibolitic, subfaciesul staurolit-disten (fig. 5).

Gnaise mixte (*migmatice*). O problemă deosebită o prezintă gama variată a gnaiselor mixte.

Printre gnaisele mixte mai des întîlnite, în regiunea cercetată, menţionăm gnaisele oculare, amigdaloide şi lenticulare.

Institutul Geologic al României

În compoziţia mineralogică a g n a i s e l o r o c u l a r e intră: cuarţ (15 — 22 %), microclin sau ortoză (35 — 45 %), oligoclaz (18 — 24 %), biotit sau hornblendă (5 — 18 %) şi minerale accesorii (2 — 5 %).

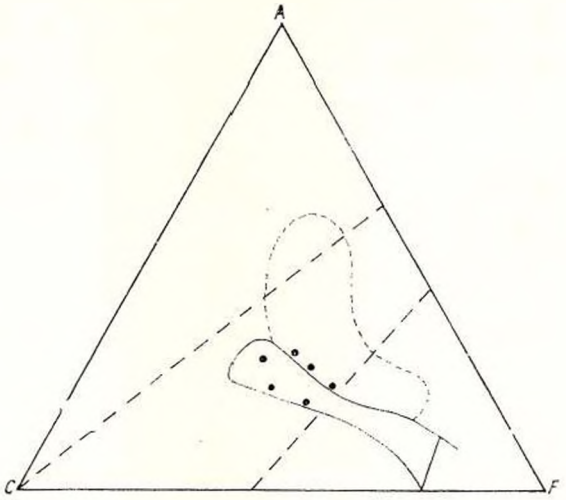


Fig. 4 — Repartiţia amfibolitelor în cîmpurile grauwackelor, a rocilor de natură bazaltică sau andezitică, în proiecţia A C F a lui W i n k l e r.

Distribution des amphibolites dans les champs des grauwackes, des roches d'origine basaltique ou andésitique suivant la projection ACF de W i n k l e r.

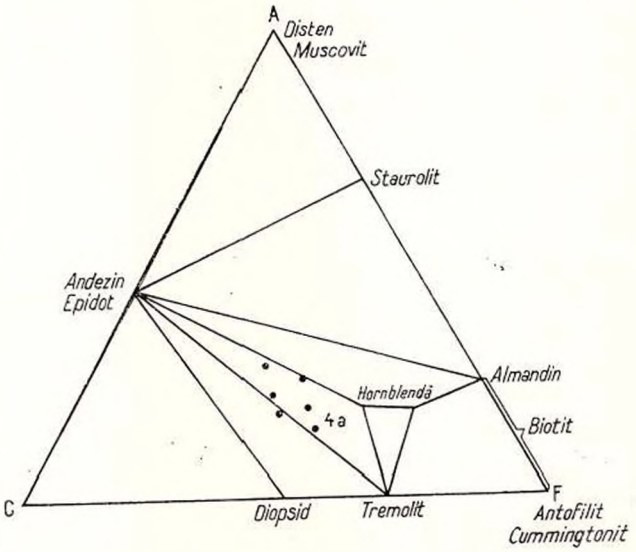


Fig. 5 — Diagrama A C F pentru rocile cu exces de SiO_2 şi deficit de K_2O. Facies amfibolitic, subfacies staurolit-almandin.

Diagramme ACF des roches à excès en SiO_2 et defficit en K_2O. Faciès amphibolitique, subfaciès staurotide-almandin.

Cuarţul în aceste roci este dispus în mod neregulat sub formă de granoblaste de mărimi variabile, cu extincţii ondulatorii.

Feldspatul potasic este reprezentat prin microclin sau ortoză şi formează ochiuri eliptice şi lentile. Ochiurile sînt constituite, de obicei, din

Institutul Geologic al României

agregate de microclin sau agregate cuarţo-microclinice. Uneori cristalele mai mari de microclin au contururi rotunjite şi sînt înconjurate de aureole de grosimi variabile de albit. În unele cristale se observă că între cristalele de microclin şi zona albitică se interpune o zonă discontinuă de mirmekit.

Fenomene similare se observă de o parte şi de alta a fisurilor. De multe ori, fisurile iau locul pertitelor, iar de-a lungul lor apar granule fine de albit.

În unele gnaise, cristalele de microclin-pertit sînt asociate cu sericit şi cuarţ, în altele, cuarţul amoeboidal substituie fie microclinul, fie ortoza. Se întîlnesc şi structuri în tablă de şah.

Plagioclazii, în genere sînt puternic alteraţi şi înlocuiţi de sericit şi baghete de epidot. De multe ori, în ele se întîlnesc relicte din vechile cristale. În aceste relicte se pot observa structuri zonare, în sensul că în zonele marginale apare un plagioclaz cu 5 — 7 % An (albit), iar în nucleu un plagioclaz cu 10 — 15 % An (oligoclaz). Uneori se observă o invazie de albit sub formă de plaje, care provine din transformarea vechilor feldspaţi potasici sau calcosodici, al căror loc îl ocupă.

Biotitul, se prezintă sub formă de lamele mari, răsucite, destrămate sau corodate. Formează de obicei cuiburi sau pături scurte, discontinue. El conţine sub formă de incluziuni granule mărunte de zircon, titanit şi epidot. În zonele terminale, destrămate, se observă înlocuirea lui cu fengitul sau cu un biotit de neoformaţie. Procesele de corodare care se întîlnesc îndeosebi de-a lungul clivajelor, se datoresc mai ales penninului. Între mineralele accesorii menţionăm, în primul rînd, pe cele de titanit, care apar uneori sub formă de cristale mari, adesea corodate, pe cele de zoizit, pistacit şi ortit.

Printre aceste gnaise oculare, dar mai ales în zonele marginale ale corpurilor, se întîlnesc gnaisele albitice lipsite de structură ocular ă.

În aceste gnaise albitul este mineralul predominant. El se prezintă sub formă de plaje sau chiar sub formă de cristale idiomorfe mari, maclate după legea Karlsbad şi cu structură poikilitică datorită incluziunilor de cuarţ şi epidot. În masa aceasta albitică, microclinul apare sub formă de cristale cu contururi amoeboidale.

Biotitul este întotdeauna prezent şi se prezintă sub formă de lamele fine puternic flexurate şi răsucite. Alături de aceste lamele de biotit vechi, se întîlnesc local şi lamele de biotit de neoformaţie, care de obicei se asociază cu cele de fengit.

De asemenea se întîlnesc şi tipuri aplitice, cu un ţesut granoblastic fin, format din cuarţ şi albit, în care se detaşează net, dar sporadic, relicte de microclin albitizat. Ici şi colo cîteva cuiburi de epidot şi solzi de biotit relict pătează această rocă foarte leucocrată.

Institutul Geologic al României

Au fost întîlnite cîteva filoane aplitice cu aspect net gnaisic, dar, foarte cuarţoase.

În cîteva puncte au fost întîlnite zone înguste de roci închise la culoare, foarte bogate în biotit dispus într-o structură tipic lepidoblastică. În unele zone se observă că lamelele de biotit se dezvoltă pe seama numeroaselor ace de hornblendă albăstruie. În cazul acesta, alături de biotit, apar granule de titanit, epidot, calcit şi zoizit. De obicei, calcitul umple fisurile şi golurile dintre fîşiile fine de clinoclor, a cărui dezvoltare este contemporană cu cea a biotitului.

În cadrul gnaiselor amigdaloide se întîlnesc uneori roci cu aspect omogen, alteori foarte heterogen.

În g n a i s e l e a m i g d a l o i d e obişnuite, contururile texturale sînt scoase în evidenţă de păturile micacee. Masa lor apare ca un ţesut omogen uşor orientat, subliniind foliaţia generală.

Cristalele de albit se prezintă sub formă de granule amoeboidale, uşor rotunjite şi alungite. De cele mai multe ori aceste granule nu sînt omogene, ci se pare că ele sînt formate dintr-un mozaic dezordonat de formă amigdaloidă sau ocular ă. Aceste agregate se datoresc unei sincristalizări sub presiune şi a deformărilor mai mult sau mai puţin puternice. În aceste agregate şi cuiburi albitice se întîlnesc resturile unui vechi microclin. De multe ori aceste cristale de microclin au contururi fine şi conţin resturile unei ortoze. Această transformare a feldspatului potasic de simetrie monoclinică a avut loc înainte de procesele de albitizare, datorită tensiunilor legate de cele mai noi faze ale metamorfismului. Omogenizarea amigdaloidelor, de cele mai multe ori, se datoreşte proceselor de albitizare. Mineralele filitoase sînt reprezentate prin biotit, fengit şi pennin.

În unele tipuri de astfel de gnaise se observă într-un mod foarte clar că amigdalele sînt prinse într-un ţesut fundamental cu o textură gnaisică, uneori ondulată sau intens cutată. În această masă fundamentală, cuarţul se prezintă sub formă de cristale granoblastice mici, dispuse în pături subţiri, în genere discontinue, datorită păturilor micacee şi a cuiburilor feldspatice. Uneori în păturile cuarţoase se întîlnesc granule răzleţe de albit, epidot sau calcit. Albitul apare sub formă de granule cu contururi fie angulare, fie rotunjite şi mult mai mari decît celelalte componente. Uneori granulele sale se asociază în cuiburi, înglobînd în ele minerale micacee sau granule mici de cuarţ.

Mineralele micacee formează pături onduloase discontinue, fiind amestecate cu granule mari de epidot, zoizit, titanit şi granaţi.

Institutul Geologic al României

Biotitul brun roşcat conţine numeroase granule cu aureole galbene, uşor pleocroice de titanit şi de oxizi de fier. Uneori el este înconjurat de un biotit verde oliv, în mod similar ca în procesele de cloritizare. Atunci cînd apare şi cloritul, de obicei el se asociază cu biotitul verde.

Granulele de titanit şi de granaţi sînt adeseori foarte corodate şi în jurul lor păturile fengitice sînt îmbogăţite în biotit.

În gnaisele heterogene compoziţia mineralogică este formată din cuarţ, ortoză microclinizată, albit, plagioclazi saussuritici, biotit, fengit, clorit, epidot, titanit, rutil.

În aceste gnaise cristalele granoblastice de cuarţ formează plaje cu contururi sinuoase.

Ortoza microclinizată apare sub formă de fenoblaste idiomorfe, care marginal este înconjurată de o aureolă formată din cuarţ şi albit. Albitul în aceste gnaise poate să se prezinte fie sub formă de cristale idiomorfe, fie sub formă de granule rotunjite.

Cu totul sporadic au fost întîlnite plaje de invazie albitică.

Plagioclazii sînt rar întîlniţi şi atunci sînt puternic saussuritizaţi, încît nu se poate determina conţinutul lor în anortit.

Biotitul este brun, însă în cele mai multe cazuri este decolorat şi înconjurat de plaje formate din fengit şi din biotit de neoformaţie. În mod excepţional apar şi procese de cloritizare şi atunci biotitul brun se transformă în pennin. Lamelele de biotit vechi sînt umplute cu numeroase incluziuni de granule de titanit, zircon, rutil (sagenit), epidot, zoizit, oxizi de fier. Natura detritică a rocilor iese foarte adesea la iveală prin dispoziţia cuarţului.

Granulele de cuarţ sînt în general fisurate în lungul lor, flexurate şi dantelate. În felul acesta ele dau rocilor un aspect cataclastic. În unele tipuri din aceste gnaise, în feldspaţii potasici, nu se observă recristalizări mai noi. Feldspaţii potasici sînt pertitici, iar fisurile din fenocristalele mai vechi se datoresc proceselor de laminare a unor roci granitice.

Prezenţa permanentă a fengitului în unele gnaise oculare sau amigdaloide permite de a trage concluzia că rocile au recristalizat sub presiune, iar conţinutul mai ridicat în K_2O a permis recristalizarea microclinului, mai ales în mezostază.

Formarea albitului pe seama feldspaţilor potasici este probabil eşalonată în lungul diferitelor stadii. În unele roci s-a văzut cum feldspatul potasic a început ca ortoză, şi treptat, datorită tensiunilor, şi-a pierdut simetria sa.

În afara acestor tipuri de roci migmatice este necesar să semnalăm şi o feldspatizare sporadică în masa paragnaiselor şi a micaşisturilor.

Institutul Geologic al României

Procesele de granitizare profundă se manifestă sub formă de migmatite heterogene : un material silico-alcalin se insinuează într-un sistem foarte variat de ramificaţii filoniene arteritice, în variate tipuri de pararoci. Aceste fenomene marginale de migmatizare se manifestă de-a lungul unor zone bine individualizate în partea mediană a munţilor Sebeş. Din punct de vedere chimic unele gnaise corespund la următoarea compoziţie :

1) $K_{2.68}\ Na_{6.39}\ Ca_{0.31}\ Mg_{1.31}\ Fe^{++}_{0.46}\ Mn_{0.01}\ Fe^{+++}_{0.86}\ Al_{9.72}\ Si_{58.51}$ $[O_{155.29}\ (OH)_{4.71}]$ 160

2) $K_{3.21}\ Na_{8.12}\ Ca_{5.07}\ Mg_{2.13}\ Fe^{++}_{2.47}\ Fe^{+++}_{1.58}\ Al_{20.41}\ Ti_{0.34}\ Si_{54.79}$ $[O_{157.35}\ (OH)_{2.65}]$ 160

3) $K_{3.81}\ Na_{7.14}\ Ca_{1.15}\ Mg_{0.54}\ Fe^{++}_{1.35}\ Fe^{+++}_{0.24}\ Al_{14.49}\ Ti_{0.06}\ Si_{63.66}$ $[O_{156.25}\ (OH)_{3.75}]$ 160

4) $K_{4.96}\ Na_{6.57}\ Ca_{2.35}\ Mg_{1.90}\ Fe^{++}_{2.18}\ Mn_{0.07}\ Fe^{+++}_{1.42}\ Al_{17.08}\ Ti_{0.47}\ Si_{56.82}$ $[O_{154.48}\ (OH)_{5.52}]$ 160.

Valorile A C F şi A′ K F oscilează în felul următor :

1) A = 26.81 ; C = 11.04 ; F = 61.02 ; A′ = 13.94 ; K = 35.09 ; F = 50.96
2) A = 35.40 ; C = 33.79 ; F = 30.63 ; A′ = 3.95 ; K = 24.83 ; F = 71.06
3) A = 38.25 ; C = 23.43 ; F = 38.25 ; A′ = 17.79 ; K = 46.28 ; F = 35.84
4) A = 35.80 ; C = 21.50 ; F = 42.25 ; A′ = 15.07 ; K = 31.42 ; F = 53.39.

Alături de suma $K_2O + Na_2O$ care variază între 7.19 — 8.27 %, se observă la unele din aceste gnaise mai ales cele amfibolice sau biotitice, că şi valorile MgO, FeO, Fe_2O_3, CaO sînt relativ, destul de ridicate : MgO (0.17 — 1.57 %) ; FeO (0.73 — 3.25 %) ; Fe_2O_3 (0.32 — 2.32 %) şi CaO (0.39 — 5.22 %). Se observă că pe măsură ce creşte valoarea acestor oxizi, creşte şi valoarea Al_2O_3 (10.99 — 19.09 %), însă scade cea de SiO_2 (77.80 — 60.39 %). La valoarea de 72.80 % SiO_2 valoarea Al_2O_3 este minimă (10.99 %).

Din proiecţia valorilor A C F, corespunzător faciesului amfibolitic, subfaciesul staurolit — disten, gnaisele migmatice se plasează în cîmpul 7 cu parageneza : muscovit + biotit + microclin (fig. 6).

Ofiolitele

De-a lungul liniei de şariaj a pînzei getice, începînd de la Măgura şi pînă la vest de valea Baleia, apar imediat sub ea lentile mărunte de roci serpentinice, în cele mai multe cazuri puternic alterate.

Institutul Geologic al României

Rocile prezintă o structură reticulară, pîsloasă uneori cu aspecte porfirice, iar textura masivă pînă la șistoasă.

În compoziția mineralogică intră : antigorit, crisotil, actinot, iddingsit magnetit, hematit, tremolit, magnezit, asbest, talc.

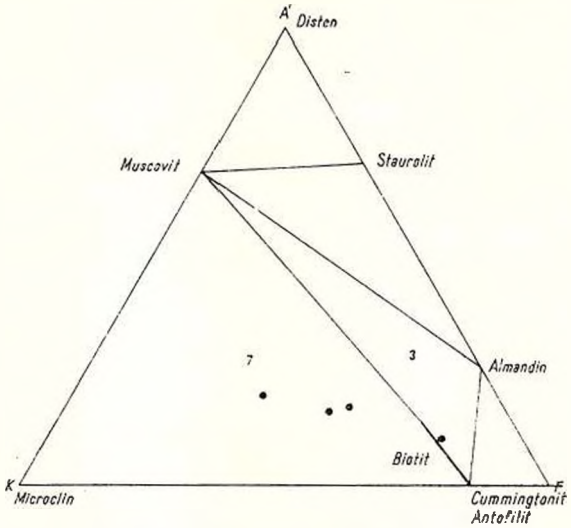


Fig. 6 — Diagrama A'K F pentru rocile cu exces de SiO_2 și Al_2O_3. Facies amfibolitic, subfacies disten-almandin-muscovit.

Diagramme A'K F des roches à excès en SiO_2 et Al_2O_3. Faciès des amphibolites, subfaciès disthène-almandin-muscovite.

Autohtonul

Autohtonul în regiunea cercetată este format din depozite sedimentare mezozoice, ce formează învelișul său sedimentar normal, din șisturile cristaline ale seriei de Tulișa, masive de roci granitoide și din șisturi cristaline precambriene (seria de Lainici-Păiuș și seria de Drăgșan).

Depozite sedimentare mezozoice

Aceste depozite încep cu calcare (malm-urgoniene) și se termină cu șisturi argilo-marnoase cu vinișoare de calcit și intercalații de serpentinite (cretacice).

De obicei ele apar sub forma unor petice lenticulare de dimensiuni în general mici, începînd din valea Sasa, pe sub Măgura din munții Parîng și pînă în vestul văii Merișoara din munții Vulcan.

Institutul Geologic al României

Atît în munţii Parîng, cît şi în munţii Vulcan, aceste depozite stau discordant peste şisturile cristaline ale seriei de Tulişa.

Între valea Sasa şi pînă sub culmea Măgura ele sînt reprezentate prin şisturi argilo-marnoase, negre, cu numeroase vinişoare de calcit şi mai rar de cuarţ. Uneori printre aceste argile marnoase se întîlnesc şi gresii negre micacee. Depozitele acestea au fost paralelizate de M a n o l e s c u cu stratele de Sinaia.

Imediat sub aceste depozite urmează sub formă de lambouri calcare microcristaline cu aspect zaharoid.

Faptul că aceste calcare urgoniene fac de cele mai multe ori corp comun cu cele tithonice, în ele putînd fi cuprinse şi Neocomianul, se poate considera că ciclul de sedimentare se încheie cu Cretacicul inferior. Calcarele acestea, sub formă de petice lenticulare, au fost întîlnite pe culmea Piatra Iteştilor, la confluenţa celor două văi ale Jiului (Jiul românesc şi cel transilvan) şi la est de valea Ungurului.

S e r i a d e T u l i ş a

Şisturile cristaline ale acestei serii au o dezvoltare largă, între valea Cutreasa şi pînă în culmea Piatra Iteştilor (în munţii Parîng), apoi de-a lungul văii Jiului românesc, începînd de la marginea sudică a comunei Iscroni şi pînă la vest de valea Baleia şi culmea Dîlma Arsurii.

De dimensiuni ceva mai reduse, şisturile cristaline ale acestei serii mai apar la Dîlma Custurii, la izvoarele văii Baleia (sub Straja), la Pasul Vulcan, pe valea Jiului la Rafaila, sub culmea Borzii Vineţi (la Schitul Locuri Rele), pe culmea Bumbeştilor (la Comandă), etc.

Pe valea Jiului, la Rafaila, peste şisturile cristaline, bogate de regulă în cloritoid, se întîlnesc gresii cenuşii de vîrstă liasică sub forma unor sinclinale pensate, de dimensiuni cu totul reduse.

Şisturile cristaline ale seriei de Tulişa, în munţii Parîngului, în partea de nord, sînt fie acoperite de depozitele bazinului Petroşeni, fie că iau contact după o falie de direcţie aproximativă E-W cu cristalinul pînzei getice sau cu depozitele mezozoice ale autohtonului. Spre est, iau contact tot de-a lungul unei falii de direcţie NNW — SSE, cu şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan (complexul amfibolitic).

În munţii Vulcan, spre nord, aceste şisturi cristaline vin în contact fie cu depozitele mezozoice ale autohtonului, fie de-al lungul unor falii, ca şi în munţii Parîngului, cu şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan.

Şisturile cristaline ale seriei de Tulişa, în zonele cercetate sînt reprezentate, îndeosebi, numai prin cele ale orizontului superior.

Institutul Geologic al României

În partea inferioară a acestui orizont se întîlnesc cuarțite conglomeratice, în care galeții fini de cuarț de culoare alb-cenușiu-violetă sînt prinși într-un ciment cuarțo-micaceu. Uneori galeții de cuarț sînt acoperiți de o pulbere fină de oligist. În masa fundamentală cuarțo-micacee se întîlnesc uneori în cantități destul de mari cristale izometrice de albit, baghete de tremolit, solzi de sericit, de clorit, granule de zoizit, titanit, apatit și de oxizi de fier.

În unele șisturi cuarțitice apare într-o cantitate mai mare cloritoidul (peste 30%). În aceste tipuri de șisturi cuarțitice granulele de cuarț au contururi neregulate și extincții puternic ondulatorii. În masa fundamentală de natură cuarțoasă se întîlnesc solzi de sericit, fengit și de clinoclor. În păturile sericito-fengitice se întîlnesc cristale de cloritoid, în genere larg dezvoltate, zonate și cu incluziuni poikilitice. De multe ori, aceste cristale de cloritoid sînt destrămate și substituite de lamele fine de clinoclor.

În aceste roci se poate urmări evoluția metamorfismului, îndeosebi de natură dinamică.

În primele stadii, în condițiile de presiune ridicată și de temperatură relativ joasă, apare fengitul și cloritoidul pe seama unui material argilos. Mai tîrziu se observă că rocile au fost reorganizate, vechile materiale sînt fărîmițate, iar de-a lungul planelor de discontinuitate nou create se insinuează o nouă generație de fengit.

Într-un stadiu și mai înaintat, solzii de sericit și fengit se asociază cu cristalele de clorit și cloritoid. De altfel, cristalele de cloritoid, așa cum am menționat mai sus, sînt destrămate și substituite de clinoclor.

Acest stadiu corespunde unei scufundări mai accentuate și creșterii temperaturii. În continuare, pe măsură ce crește temperatura, cristalele de cloritoid se dezechilibrează și începe să apară epidotul și chiar rare cristale de granați. Într-un ultim stadiu, clinoclorul și sericitul este înlocuit de un biotit verde-oliv — brun-roșcat.

Din punct de vedere chimic rocile corespund la :

1) $K_{1.02}\ Na_{2.62}\ Ca_{9.63}\ Mg_{12.01}\ Fe^{++}_{5.54}\ Mn_{0.02}\ Fe^{+++}_{2.99}\ Al_{16.52}\ Ti_{1.33}\ P_{0.07}\ Si_{43.74}\ [O_{137.76}\ (OH)_{22.24}]\ 160$

2) $K_{0.52}\ Na_{4.32}\ Ca_{11.28}\ Mg_{9.13}\ Fe^{++}_{4.52}\ Mn_{0.03}\ Fe^{+++}_{4.59}\ Al_{15.84}\ Ti_{0.24}\ P_{0.07}\ Si_{46.45}\ [O_{148.77}\ (OH)_{11.23}]\ 160.$

Din aceste observații reiese că aceste șisturi au fost metamorfozate inițial în condițiile subfaciesului cuarț-albit-muscovit-clorit, apoi au fost

Institutul Geologic al României

supuse unui metamorfism de temperatură mai ridicată, corespunzător subfaciesului cuarţ-albit-epidoit-biotit, ale faciesului de şisturi verzi, cu valorile :

A = 22.63-23.88 ; C = 27.17-34.15 ; F = 41.95-50.18 ; iar
A′ = 20.66-22.44 ; K = 1.44-2.33 şi F = 76.10-77.11 (fig. 7).

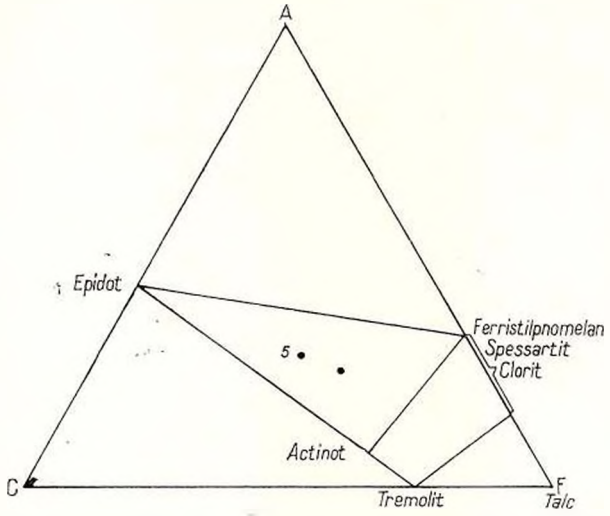


Fig. 7 — Diagrama A C F pentru rocile cu exces de SiO_2. Facies de şisturi verzi, subfacies cuarţ-albit-muscovit-clorit.

Diagramme A C F des roches à excès en SiO_2. Faciès des schistes verts, subfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite.

Roci granitoide

Masivele de roci granitoide, atît în munţii Vulcan, cît şi în munţii Parîngului, ocupă suprafeţe destul de mari.

Astfel, în munţii Vulcanului, masivele de roci granitoide ocupă partea de sud a acestui lanţ muntos şi reprezintă prelungirea estică a masivului Şuşiţa, care se dezvoltă între confluenţa văii Jiului cu valea Sadu şi pînă în apropiere de Rafaila. În munţii Parîngului apare masivul de la Vîrful Reci şi capătul vestic al granitoidelor din zona Mîndra-Gîlcescu-Repedea.

Masivul de roci granitoide din partea de sud a munţilor Vulcan (granitoidele de tip Şuşiţa) are o formă elipsoidală şi se dezvoltă pe o direcţie NE-SW. Spre sud, el ia contact cu depozitele depresiunii getice

Institutul Geologic al României

printr-o dislocație destul de profundă, iar spre nord, vine în contact cu învelișul său cristalin (seria Lainici-Păiuș) uneori normal, alteori de-a lungul unor falii de direcție NW-SE.

În cadrul acestui masiv, așa după cum s-a mai menționat, se întîlnesc numeroase separații filoniene aplitice sau micropegmatite cu plagioclazi și biotit. De asemenea se întîlnesc numeroase filoane de dimensiuni reduse, de porfire albitice, de porfirite, kersantite, spessartite, etc.

Masivul de la Vîrful Reci, prezintă, în mare parte, raporturi tectonice cu învelișul său cristalin. Forma de zăcămînt a acestui masiv amintește de cea a unui lopolit care se afundă spre nord. Atît corpul acesta de la Reci, cît și masivul Șușița, provoacă în șisturile cristaline din înveliș formarea unor zone de migmatizare și de feldspatizare.

În marea majoritate, rocile granitoide din zona centrală sînt reprezentate prin granite și granodiorite cu tendințe adamelitice sau tonalitice. Din punct de vedere textural, unele roci granitoide prezintă aspecte porfiroidale, altele masive sau gnaisice.

În aceste roci comune, compoziția mineralogică este formată din cuarț, microclin, albit, plagioclaz saussuritizat, biotit decolorat și limonitizat, fengit, neobiotit brun-verzui, epidot, zoizit, titanit, apatit, oxizi de fier.

Structura este frecvent hipidiomorf-cataclastică.

Cuarțul în aceste roci apare sub formă de granule mari cu contururi neregulate și cu extincție ondulatorie. Adesea aceste granule mari sînt înconjurate de un mortar fin, format din granule mărunte, din care unele prezintă extincție ondulatorie, iar altele normală. În unele roci se întîlnesc în acest mortar recristalizări granoblastice de cuarț alături de cele de albit. Uneori aceste recristalizări apar în afara mortarului, sub formă de cuiburi sau sudînd fisurile cristalelor de cuarț sau a celor de feldspați.

Microclinul, mai rar ortoza, se întîlnesc sub formă de cristale mari, idiomorfe și bine maclate după legea albit-periclin și Karlsbad. Frecvent apar pertitizări; de multe ori, marginal, ortoza și mai puțin microclinul sînt albitizate.

Cristale de albit izolate au fost întîlnite cu totul sporadic sub formă de cuiburi printre mineralele micacee.

Plagioclazii se prezintă sub formă de cristale idiomorfe intens saussuritizate. În aceste cristale, de multe ori se observă o zonalitate scoasă în evidență prin dispoziția granulelor de zoizit și clinozoizit și a solzilor de sericit. În genere, zonele marginale ale acestor cristale sînt proaspete, lipsite de aceste epigenizări și sînt formate din albit de neoformație.

Institutul Geologic al României

Conţinutul în anortit în aceste cristale de plagioclazi variază între 18 şi 43 %.

Biotitul este de cele mai multe ori decolorat şi limonitizat şi se prezintă sub formă de lamele larg dezvoltate, însă răsucite şi destrămate. Uneori lamelele salele sînt impregnate cu granule fine de oxizi de fier, titanit şi cristale idiomorfe de epidot. Unele lamele sînt cloritizate ; în cazul acesta, apar numeroase granule de oxizi de fier, mai ales de-a lungul clivajelor, şi ace fine de rutil.

În tipurile porfiroidale, textura rocilor este inechigranulară cu cristale de feldspaţi pînă la 3 cm. Aceste fenocristale de feldspaţi de obicei sînt prinse într-o mezostază fină, cuarţo-feldspatică. Au fost întîlnite şi fenocristale de biotit înconjurate de granule de epidot, zoizit, cuarţ şi albit.

Cuarţul în aceste roci se prezintă sub formă de granule cu contururi dantelate şi corodate. De regulă, extincţia este puternic ondulatorie. La unele cristale se observă cum în marginile corodate pătrunde un agregat fin biotitic, în altele în schimb, în cele cu coroziune mai recentă, apar granule de cuarţ de neoformaţie.

Feldspatul potasic, care de cele mai multe ori este microclin, se prezintă sub două aspecte : unele cristale în genere sînt mici, proaspete şi intim asociate cu cele de cuarţ, formînd cuiburi, altele în schimb, apar sub formă de cristale cu contururi idiomorfe. De multe ori aceste cristale sînt în parte pertitizate sau sînt brăzdate de un agregat cuarţos care prezintă aceeaşi orientare optică ca şi cristalul gazdă, scoţînd în evidenţă o structură micropegmatitică.

Unele cristale idiomorfe de microlin sînt înconjurate de cristale fine de albit, maclate polisintetic. Cristalele mari de ortoză sînt de cele mai multe ori alterate şi presărate de solzi de sericit sau de cuiburi de minerale caolinitice.

Albitul şi el se prezintă fie sub formă de cristale mărunte în jurul cristalelor de microclin, fie sub formă de cristale izometrice larg dezvoltate care se detaşază net din mezostază. Cînd este prezent în mezostază, albitul este angrenat cu granule de cuarţ în recristalizări de tip amoeboidal. Au fost întîlnite şi cristale larg dezvoltate de albit cu incluziuni poikilitice de cuarţ sau cu incluziuni de minerale micacee.

Cristalele de plagioclazi sînt în cea mai mare parte epigenizate şi înconjurate fie de zone microclinice mai mult sau mai puţin larg dezvoltate, fie de cele albitice.

Biotitul se prezintă sub formă de lamele larg dezvoltate ce sînt scoase în evidenţă de granulele de oxizi de fier, care se insinuează de-a lungul clivajelor sau în jurul lamelelor. În interiorul acestor lamele se mai întîlnesc

Institutul Geologic al României

relicte, sub formă de plaje, de un biotit brun-roşcat foarte puternic pleocroic. Masa mare însă a lamelelor este de culoare verde-oliv şi e presărată de numeroase incluziuni de titanit, rutil, epidot şi oxizi de fier. Uneori marginal se întîlnesc plaje de clorit (pennin).

În tipurile de roci granitoide cu textură gnaisică, cuarţul apare sub formă de cristale mari, cu margini neregulate şi extincţie puternic ondulatorie. De multe ori cristalele de cuarţ formează cuiburi lenticulare cu granule foarte fin concrescute.

Feldspatul potasic de obicei este idiomorf şi frecvent pertitizat. Uneori în jurul cristalelor mai mari de microclin se întîlnesc numeroase relicte de ortoză.

Plagioclazii, în foarte multe cazuri, sînt puternic saussuritizaţi şi par izotropi. Printre granulele de zoizit, clinozoizit şi albit se întîlnesc şi solzi de sericit. După contururi se vede că este vorba de cristale idiomorfe, iar descompunerea saussuritică respectă vechea zonalitate a plagioclazilor. Zonele marginale sînt presărate frecvent cu solzi de sericit, în timp ce în cele interne predomină granulele de zoizit şi clinozoizit.

Albitul apare uneori sub forma unor mase cu aspect amoeboidal, alteori se individualizează net sub forma unor cristale izometrice intens maclate polisintetic.

Biotitul apare în cuiburi în care se observă, în genere, un agregat format din fengit, epidot şi biotit de neoformaţie (brun-deschis).

Din punct de vedere chimic — aşa după cum s-a mai menţionat — Pavelescu, Mercus (1967), valorile parametrilor Niggli oscilează în felul următor:

si=227—412; al=30—47; fm=5—32; c=2—20; alc = 15—44; k=0.08—0.50; mg=0.14—1; qz=9—199. Unele roci granitoide din partea de sud-est a munţilor Parîng (Setea-Gilort) corespund la următoarele compoziţii:

1) $K_{4.62}$ $Na_{1.50}$ $Ca_{1.07}$ $Mg_{3.87}$ $Fe^{++}_{4.14}$ $Mn_{0.27}$ $Fe^{+++}_{2.58}$ $Al_{12.70}$ $Ti_{0.70}$ $Si_{57.07}$ $[O_{142.05}$ $(OH)_{17.95}]$ 160 şi cu al=30; fm=50; c=5; alc=14; k=0.75; mg=0.35; si=267; qz=111.

2) $K_{4.45}$ $Na_{0.07}$ $Ca_{2.27}$ $Mg_{0.93}$ $Fe^{++}_{0.51}$ $Mn_{0.10}$ $Fe^{+++}_{0.32}$ $Al_{12.88}$ $Ti_{0.51}$ $Si_{61.28}$ $[O_{153.10}$ $(OH)_{6.90}]$ 160 şi cu al=37; fm=10; c=13; alc=39; k=0.32; mg=0.50; si=352; qz=197.

3) $K_{4.43}$ $Na_{6.38}$ $Ca_{0.67}$ $Mg_{0.41}$ $Fe^{++}_{0.57}$ $Mn_{0.10}$ $Fe^{+++}_{0.62}$ $Al_{13.69}$ $P_{0.41}$ $Si_{63.81}$ $[O_{155.47}$ $(OH)_{4.53}]$ 160 şi cu al=45; fm=11; c=4; alc=39; k=0.37; mg=0.24; si=423; qz=167.

Institutul Geologic al României

4) $K_{4.00}$ $Na_{5.58}$ $Ca_{2.52}$ $Mg_{0.57}$ $Fe^{++}_{0.74}$ $Mn_{0.10}$ $Fe^{+++}_{1.58}$ $Al_{16.83}$ $Ti_{0.05}$ $P_{0.05}$ $Si_{60.24}$ $[O_{154.95}$ $(OH)_{5.05}]$ 160 şi cu al=45; fm=16; c=13; alc=25; k=0.41; mg=0.20; si=321; qz=121.

5) $K_{3.89}$ $Na_{6.75}$ $Ca_{2.1}$ $Mg_{2.30}$ $Fe^{++}_{0.61}$ $Mn_{0.01}$ $Fe^{+++}_{0.82}$ $Al_{11.66}$ $Ti_{0.01}$ $Si_{64.34}$ $[O_{154.86}$ $(OH)_{6.14}]$ 160 şi cu al=34; fm=22; c=12; alc=31; k=0.36; mg=0.60; si=376; qz=152.

6) $K_{3.06}$ $Na_{6.13}$ $Ca_{3.38}$ $Mg_{0.32}$ $Fe^{++}_{0.74}$ $Mn_{0.05}$ $Fe^{+++}_{1.48}$ $Al_{17.33}$ $Ti_{0.16}$ $P_{0.10}$ $Si_{59.60}$ $[O_{154.19}$ $(OH)_{5.81}]$ 160 şi cu al=45; fm=13; c=18; alc=23; k=0.33; mg=0.12; si=309; qz=117.

7) $K_{3.02}$ $Na_{6.24}$ $Ca_{2.80}$ $Mg_{0.62}$ $Fe^{++}_{0.73}$ $Mn_{0.05}$ $Fe^{+++}_{1.98}$ $Al_{13.42}$ $Ti_{0.15}$ $P_{0.15}$ $Si_{61.98}$ $[O_{154.49}$ $(OH)_{5.51}]$ 160 şi cu al=38; fm=19; c=16; alc=26; k=0.32; mg=0.18; si=353; qz=149.

8) $K_{2.95}$ $Na_{7.87}$ $Ca_{3.31}$ $Mg_{1.05}$ $Fe^{++}_{0.52}$ $Mn_{0.05}$ $Fe^{+++}_{0.94}$ $Al_{15.22}$ $P_{0.10}$ $Si_{61.28}$ $[O_{154.28}$ $(OH)_{5.77}]$ 160 şi cu al=40; fm=13; c=18; alc=28; k=0.27; mg=0.40; si=320; qz=108;

9) $K_{2.19}$ $Na_{7.10}$ $Ca_{3.18}$ $Mg_{0.63}$ $Fe^{++}_{0.73}$ $Mn_{0.05}$ $Fe^{+++}_{2.19}$ $Al_{12.63}$ $Ti_{0.05}$ $P_{0.10}$ $Si_{62.46}$ $[O_{153.53}$ $(OH)_{6.47}]$ 160 şi cu al=36; fm=20; c=18; alc=26; k=0.23; mg=0.17; si=332; qz=148.

Din punct de vedere genetic, reafirmăm natura litogenă a magmelor palingene care au dat naştere acestor roci. Deoarece compoziţia acestor magme este în funcţie de compoziţia crustei şi a sedimentelor acumulate în zonele inferioare ale geosinclinalelor şi cum, de obicei aceste sedimente sînt bogate în materiale argiloase, chimismul lor arată o îmbogăţire în alcali, silice şi chiar calce.

Din analizele spectrale reiese în mod evident că conţinutul în unele elemente minore: Ca, Ni, Cu, V, Cr, etc. scade de la granitoidele de tip Şuşiţa spre cele de tip Tismana. Ca o caracteristică principală a granitoidelor de tip Şuşiţa este faptul că sodiul predomină net faţă de potasiu, în timp ce în cele de tip Tismana din contră.

În granitoidele de tip Tismana conţinutul în litiu, beriliu, thoriu, T. R. etc. este mult mai mare decît în cele de tip Şuşiţa. În marea majoritate a cazurilor raportul K_2O/K_2O+Na_2O este mai mic decît 0,5, iar cel de CaO/MgO în marea majoritate este mai mare decît 1. Ambele rapoarte scot în evidenţă natura magmatică a rocilor.

Institutul Geologic al României

Seria de Lainici-Păius

Şisturile cristaline ale acestei serii au o largă răspîndire atît în zona mediană a munţilor Vulcan, cît şi în cea a munţilor Parîng.

În partea nordică, ele iau contact, după o linie de falie profundă de direcţie aproximativă ENE-WSW, cu şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan, respectiv cu cele ale seriei de Tulişa.

A şa cum se vede din figura 1, şisturile cristaline ale acestei serii sînt paralelizate cu cele ale orizontului inferior al seriei Drăgşan şi cu cele ale seriei de Sebeş-Lotru. Se vede de asemenea că şi ele, ca şi şisturile cristaline ale seriei de Sebeş-Lotru, sînt formate mai ales pe seama unor depozite epiclastice, preponderent psamitice.

Astfel se întîlnesc variate tipuri de cuarţite, şisturi cuarţitice, gnaise psamitice, etc.

Cuarţite şi şisturi cuarţitice. În cadrul şisturilor cuarţitice, unele sînt mai mult sau mai puţin masive, asemănătoare gresiilor oligomictice, iar altele sînt mai şistoase, uneori cu aspect aleuro-pelitic.

În aceste din urmă tipuri, cuarţul sub formă de granule xenomorfe, cu aspect izometric sau alungit în direcţia şistozităţii, formează o masă omogenă în care apar sporadic granule de feldspaţi şi solzi de sericit.

Solzii de sericit, sau lamelele de muscovit sînt de obicei orientaţi, şi atunci scot în evidenţă liniaţia rocilor, sau foliaţia lor, cînd sînt aglomerate pe feţele de şistozitate.

De cele mai multe ori feldspaţii îşi păstrează bine aspectul detritic. Uneori ei se prezintă sub formă de microgaleţi, mai ales feldspaţii potasici.

Şisturile cuarţitice cu aspect mai puţin masiv fac trecerea fie spre cuarţitele feldspatice şi gnaisele psamitice, fie spre cuarţitele masive sau metaconglomeratele cu galeţi de cuarţ alb cenuşiu. În aceste şisturi cuarţitice granulele de cuarţ ajung să ocupe pînă la 90% din volumul rocilor şi se prezintă sub formă de cristaloblaste, care arată de cele mai multe ori o cataclază bine pronunţată.

Uneori în tipurile mai conglomeratice se observă că microgaleţii sînt prinşi într-un ţesut granoblastic format din granule mărunte de feldspaţi potasici, albit, epidot, magnetit, solzi de sericit, fengit.

În tipurile de cuarţite feldspatice arcoziene, cuarţul ocupă cca 50% din volumul rocilor, feldspaţii cca 25%, iar mineralele micacee cca 20%. În aceste roci cuarţul se prezintă în general sub formă de granule cu contururi neregulate, care au extincţie puternic ondulatorie. Se întîlnesc

Institutul Geologic al României

granule, însă mai mărunte, care au o extincţie dreaptă, granule care de regulă se aglomerează sub forma unor şiruri în direcţia liniaţiei.

Microclinul apare sub formă de granule şi prezintă extincţie ondulatorie, în schimb plagioclazii cu 5—10% An se întîlnesc fie sub formă de granule elipsoidale, cu contururi rotunjite, fie sub forma unor aureole în jurul granulelor de microclin.

În tipurile de cuarţite conglomeratice, galeţii sînt reprezentaţi prin granule mari de cuarţ cu extincţii puternic ondulatorii, uneori şi prin cele de plagioclazi cu 12—15% An.

Masa fundamentală a acestor roci este formată dintr-un ţesut granolepidoblastic constituit din granule mărunte de cuarţ, albit, zoizit, titanit, apatit, baghete de tremolit, solzi de sericit şi clorit, cuiburi granulare de oxizi de fier.

Gnaisele psamitice. Aceste gnaise prezintă un aspect grezos şi apar mai mult sub formă de intercalaţii atît printre variatele tipuri de şisturi cuarţitice, cît şi printre şisturile micacee. În unele tipuri de roci, mai ales în cele care fac tranziţie spre şisturile micacee, mineralele tind să formeze cuiburi răspîndite în mod neregulat în masa rocilor.

Cuarţul în aceste gnaise apare atît sub formă de galeţi, cît şi în masa fundamentală a rocilor. Uneori galeţii de cuarţ par să provină din nişte gnaise cuarţoase mai vechi. În general, aceste cristale au o extincţie pronunţat ondulatorie şi sînt ciuruite poikilitic de granule fine de albit şi zoizit, sau conţin solzi fini de sericit şi mai rar de biotit. Masa fundamentală a rocilor este formată dintr-un ţesut pavimentos de cuarţ granoblastic, bine recristalizat conţinînd albit, muscovit, biotit, epidot, zoizit, granaţi, apatit, titanit, turmalină şi un pigment prăfos de grafit.

Albitul reprezintă probabil resturile vechilor feldspaţi distruşi. Contururile cristalelor de obicei sînt rotunjite şi conţin incluziuni de zoizit, sericit şi cuarţ. În cristalele de albit, în forme amoeboidale, mai mult sau mai puţin alungite, incluziunile mai ales de sericit nu sînt dispuse în şiruri cutate ca în cristalele cu contururi rotunjite, ci în şiruri alungite în direcţia şistozităţii.

Microclinul pertitic apare în asociaţie cu granulele fine de cuarţ şi solzi de sericit care îl mulează.

Lamelele vechi de muscovit, de obicei sînt larg dezvoltate şi răsucite, iar clivajul lor este scos în evidenţă de granulele fine de oxizi de fier. Alături de aceste lamele de muscovit se întîlnesc cele de fengit. Printre lamelele de muscovit şi cele de fengit apar şi solzi proaspeţi şi puternic

Institutul Geologic al României

pleocroici de biotit. De fapt, în marea majoritate a rocilor, se întîlnesc două tipuri de lamele biotitice şi anume: unele sînt proaspete şi nerăsucite, iar altele sînt relicte şi răsucite în mod analog cu lamelele de muscovit.

Cloritul apare mai mult ca pennin sub formă de solzi.

Granaţii au fost întîlniţi în mod sporadic. În general cristalele sale sînt corodate atît de granulele de cuarţ, cît şi de feutrajul micaceu.

Atît epidotul, cît şi apatitul, ilmenitul, turmalina şi titanitul apar sub formă de granule detritice mici şi rulate

Seria de Drăgşan

Şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan sînt reprezentate atît prin orizontul lor inferior (complexul amfibolitic) cît şi prin cel superior (complexul sericito-cloritos).

Şisturile cristaline ale complexului sericito-cloritos au o răspîndire largă în partea de nord-est a munţilor Vulcan, cuprinzînd muntele Dumitra, partea nord-vestică a muntelui Cîndet, Dîlma Custurii, etc. În munţii Parîngului şisturile cristaline ale acestui complex nu apar decît la izvoarele văii Polatiştea, sub culmea Gemănării şi în partea de sud-vest a culmii Parîng.

În munţii Vulcan, spre sud, ele iau contact printr-o falie cu şisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş, spre nord sînt acoperite de şisturile cristaline ale seriei de Tulişa.

În munţii Parîng, pe valea Jiului, ele iau contact normal, sau de-a lungul unei falii, cu şisturile cristaline ale complexului amfibolitic.

Complexul amfibolitic

În privinţa şisturilor cristaline ale complexului amfibolitic, acestea au o largă răspîndire, îndeosebi de-a lungul văii Jiului şi înspre Curmătura Stolniţei.

Şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan s-au format — după cum s-a mai menţionat — pe seama diverselor faciesuri de roci iniţialitice bazice şi intermediare, cu caracter ofiolitic, care conţin intercalaţii de depozite detritice. Pentru aceasta pledează apariţiile de metahornblendite, metagabbrouri, metadiorite, serpentinite, etc.

La multe din aceste roci lipseşte o laminare mecanică intensă şi o recristalizare mai importantă.

Institutul Geologic al României

În cadrul orizontului inferior al seriei de Drăgșan, printre alte tipuri de roci se întîlnesc, destul de des, două tipuri de amfibolite. Aceste tipuri au fost întîlnite în mod sporadic și printre șisturile cristaline ale seriei de Sebeș-Lotru.

Amfibolite masive. Pe un fond filitos format din lamele de clinoclor, mai rar de pennin, apar cristale de albit sau de hornblendă, amestecate intim cu granule de pistacit. Uneori granulele de pistacit apar solitar, alteori împreună cu cele de zoizit sau solzi de clorit, și în cazul acesta formează cuiburi, fie la marginea cristalelor de plagioclazi, fie în interiorul lor.

Amfibolul, de obicei, este o hornblendă verde-albăstruie cu zone marginale actinolitizate, care uneori ocupă 50—80% din volumul rocilor. În unele roci cristalele sînt idiomorfe, orientate, maclate și cu o ușoară extincție ondulatorie. Pleocroismul acestor cristale variază astfel: ng = verzui, slab brun; nm = galben brun; np = slab albăstrui pînă la incolor. (—) 2V variază de la 70° la 82°, iar $c : ng = 13° — 21°$.

La multe cristale de plagioclazi (10—30%) unghiul de extincție maximă în zona (010) variază între 9—13°, ceea ce corespunde la un albit-oligoclaz acid, la altele la care se observă în mod evident că au cristalizat în ultima fază, conținutul în anortit nu trece de 5%. Aceste cristale de albit, în genere, apar în asociație cu granule xenomorfe de cuarț. Lamelele de clinoclor conțin relicte de biotit verde-oliv. Au fost întîlnite și lamele cu contururi amoeboidale de biotit proaspăt, care conțin sub formă de incluziuni, solzi de clorit și granule de epidot.

Între mineralele sporadice menționăm: magnetit, titanit, apatit, cuarț, calcit, ilmenit cu leucoxen, heulandit.

Dintr-un examen mai atent se observă următoarea ordine cronologică în metamorfismul acestor amfibolite: hornblendă → actinot → clorit și epidot → biotit verde; andezin → oligoclaz acid → albit; albit + cuarț.

Structura rocilor este homeo-granoblastică, local poikiloblastică-cataclastică.

Amfibolite rubanate. În aceste tipuri de amfibolite fondul rocilor este format îndeosebi din plagioclazi în care se desprind cristale de hornblendă, epidot sau minerale micacee.

În aceste roci plagioclazul cu 2—5% An se prezintă sub formă de granule ovoide, orientate paralel și conține numeroase incluziuni de zoizit sau epidot.

Institutul Geologic al României

Cristalele de hornblendă prezintă uşoare extincţii ondulatorii şi au marginile cloritizate. Au fost întîlnite şi cristale prismatice, alungite, de tremolit, în asociaţie cu cele de clinoclor. Cristalele de hornblendă sînt după ng = verzi în parte albăstrui, după np = gălbui-deschis pînă la brun. Au $c:ng = 19°-20°$ şi $(-)2V = 69°-72°$.

Granulele xenomorfe de cuarţ formează lentile sau pături alternative cu cele de zoizit scoţînd în felul acesta în evidenţă rubanarea.

Păturile zoizitice preferă în genere aglomerările de pennin, în timp ce acelea de epidot, pe cele de biotit. În unele secţiuni s-au întîlnit lamele de clinoclor concrescute cu cristale prismatice, larg dezvoltate de glaucofan. Unele cristale de glaucofan arată o trecere evidentă într-o hornblendă verde-albastră.

În procesul acesta de transformare, de multe ori apar mici cuiburi de biotit oliv. Biotitul acesta pare a se forma, de preferinţă, în jurul cristalelor de titanit sau de granaţi.

În unele tipuri de amfibolite, granulele de albit şi de cuarţ dispar, granulele de epidot devin foarte mici, ca şi cristalele de hornblendă, în schimb biotitul apare larg dezvoltat. Se observă pretutindeni cum acest biotit de neoformaţie se formează pe seama agregatelor clorito-epidotice. În aceste tipuri de amfibolite granaţii sînt larg dezvoltaţi şi înconjuraţi de epidot, biotit şi clinoclor.

De asemenea au fost întîlnite şi roci în care glaucofanul, în parte uralitizat şi cloritizat se insinuează pe fisurile rocilor.

Aspectul eclogitic al acestor roci este scos în evidenţă şi de structurile kelifitice ce se formează în jurul relictelor de jadeit. Astfel de tipuri de roci au fost întîlnite sub formă de lentile, uneori puternic budinate, şi în partea de sud a munţilor Sebeş, ca intercalaţii printre micaşisturi şi mai ales printre gnaise.

În privinţa rocilor de tip ofiolitic, în această lucrare, ne vom opri doar asupra unor metadiorite, întrucît celelalte tipuri de roci au mai fost descrise.

Din punct de vedere chimic rocile amfibolice corespund la :

1) $K_{0.48}\ Na_{3.53}\ Ca_{9.18}\ Mg_{7.99}\ Fe^{++}_{3.49}\ Mn_{0.11}\ Fe^{+++}_{5.50}\ Al_{13.49}\ Ti_{2.12}\ P_{0.21}\ Si_{47.81}\ [O_{143.04}\ (OH)_{16.96}]\ 160$

2) $K_{1.16}\ Na_{3.37}\ Ca_{11.31}\ Mg_{10.80}\ Fe^{++}_{3.90}\ Mn_{0.02}\ Fe^{+++}_{2.51}\ Al_{21.15}\ Ti_{0.27}\ Si_{44.07}\ [O_{140.77}\ (OH)_{19.23}]\ 160$

3) $K_{2.27}\ Na_{4.44}\ Ca_{12.12}\ Mg_{5.25}\ Fe^{++}_{5.55}\ Mn_{0.03}\ Fe^{+++}_{4.31}\ Al_{18.71}\ Ti_{0.94}\ P_{0.06}\ Si_{44.86}\ [O_{145.25}\ (OH)_{14.75}]\ 160$

Institutul Geologic al României

4) $K_{5.06}$ $Na_{4.21}$ $Ca_{6.44}$ $Mn_{1.21}$ $Fe^{++}_{3.00}$ $Mn_{0.05}$ $Fe^{+++}_{0.55}$ $Al_{15.33}$ $Ti_{1.49}$ $P_{0.17}$ $Si_{56.58}$ $[O_{1.5158}$ $(OH)_{8.41}]$ 160.

Valorile A C F şi A′ K F oscilează în felul următor:

1) A=26.67; C=31.72; F=41.60; A′= 4.42; K= 1.96; F=93.61
2) A=27.35; C=31.27; F=41.36; A′= 7.88; K= 3.48; F=88.62
3) A=26.40; C=38.67; F=34.91; A′=25.77; K= 7.85; F=67.16
4) A=24.08; C=44.71; F=31.20; A′=14.54; K=31.90; F=53.54

Amfibolitele se încadrează în paragenezele tipurilor de roci ce provin din metamorfismul unor formaţiuni magmatice bazice sau intermediare, eventual grauwacke, cu Al_2O variind între 12.43—18.97%, CaO între

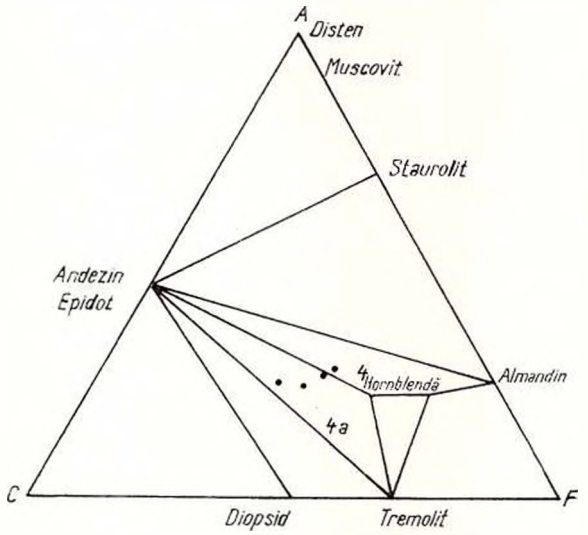


Fig. 8 — Diagrama A C F pentru rocile cu exces de SiO_2 şi deficit de K_2O. Facies amfibolitic, subfacies staurolit-almandin.

Diagramme A C F des roches à excès en SiO_2 et defficit en K_2O. Faciès des amphibolites, subfaciès staurotide-almandin.

6.31—11.21%, suma fierului feros, feric şi a oxidului de magneziu ($FeO + F_2O_3 + MgO$) variind între 6.53—18.14%.

Rocile se proiectează în triunghiul A C F faciesul amfibolitic, subfacies staurolit-disten (fig. 8).

Institutul Geologic al României

Metadiorite. În compoziția mineralogică a acestor roci intră : cuarț, biotit, albit, clinoclor, hornblendă verde-albăstruie, saussurit, apatit, titanit, calcit, granați, oxizi de fier.

Structura acestor roci, de la cea grano-hipidiomorfă, tinde spre cea nematoblastică.

În cadrul acestei compoziții mineralogice generale, variațiile rezidă peste tot fie în privința conținutului în cuarț, care niciodată nu este abundent, fie în proporția resturilor de amfiboli, adesea total înlocuiți de biotit.

Cuarțul apare fie sub forma unor mici agregate globulare, fie sub forma unor cristale fin granoblastice dispuse în mod neregulat în masa rocilor.

Albitul se prezintă sub formă de cristale cu contururi neregulate. În blasteza sa, el înglobează celelalte componente ale rocilor și în felul acesta ia aspectul unor concreșteri poikilitice.

Uneori aceste cristale de albit apar solitar, alteori ele formează cuiburi care, în genere, sînt străbătute de granule și baghete de epidot sau zoizit. Au fost întîlnite și roci în care cuiburile albitice sînt prinse într-un agregat saussuritic de forma unor lentile, care de multe ori își păstrează încă aspectele rectangulare ale vechilor cristale de plagioclazi.

Amfibolul apare, de obicei, relict sub forma unor cristale prismatice, care sînt brun-verzui în nucleul lor, iar marginal verde-albăstrui cu aspect uralitic. Aceste relicte de hornblendă sînt însoțite de numeroase granule de titanit, epidot, oxizi de fier.

De multe ori hornblendele verzi-albăstrui sînt corodate de biotit și clinoclor. De fapt atît biotitul, cît și clinoclorul sînt de neoformație.

Lamelele sau solzii de biotit, care sînt cei mai comuni, sînt concrescute intim cu cele de clinoclor. Biotitul și clinoclorul formează asociații sincristaline, în sensul că lamelele de biotit pătrund în cele ale cloritului și invers.

Rocile de multe ori sînt foarte bogate în epidot și zoizit, a căror cristale, uneori idiomorfe, includ celelalte componente ale rocilor.

Semnalăm de asemenea prezența, destul de frecventă, a cristalelor de ortit, care de cele mai multe ori apar ca germeni de dezvoltare a zoizitului.

Complexul sericito-cloritos

Complexul superior al acestei serii (sericito-cloritos) este constituit, după cum se observă în fig. 1, dintr-o îndințare de faciesuri formată din depozite epiclastice și piroclastice.

Institutul Geologic al României

Șisturile cristaline ale acestui complex se dispun discordant atît peste șisturile cristaline ale complexului amfibolitic, cît și peste cele ale seriei de Lainici-Păiuș.

Fiind străbătute de masivele de roci granitoide, vîrsta lor a fost plasată în Proterozoic mediu-superior. Rocile au fost metamorfozate în condițiile faciesului albit-epidot-amfibolitic și poartă și ele amprenta unor procese de diaftoreză.

În aceste roci cloritul, de obicei, e în echilibru cu sericitul și albitul.

Se întîlnesc de asemenea șisturi biotito-sericitoase (muscovitice), ca și șisturi biotito-cloritice.

Se observă că pe seama rocilor pelitice, sărace sau chiar lipsite de sericit, se formează, de cele mai multe ori, șisturi cloritice. Cloritul acesta este în genere bogat în Al_2O_3.

Din cauza lipsei sericitului și chiar și în tipurile de roci supuse unui metamorfism ceva mai intens, biotitul nu apare. Au fost întîlnite șisturi cloritice cu sericit sau actinot și cu granați.

Șisturile sericito-cloritoase. Aici cuarțul poate să lipsească, sau să intre în compoziția lor, în cantități pînă la 40 %. El se prezintă sub formă de granule mărunte ce au puternice extincții ondulatorii. Se observă că granulele de cuarț au recristalizat împreună cu solzii de sericit, uneori și cu granulele de calcit.

Cloritul (40—60 %) se prezintă sub formă de solzi sau lamele concrescute cu cele de sericit sau muscovit și cu minerale opace. Pleocroismul acestor lamele variază de la verde, la galben-deschis.

Relicte de biotit se întîlnesc destul de des cu incluziuni de ace de sagenit și granule de minerale opace.

Alături de granulele idioblastice de magnetit se întîlnesc granule proaspete de cuarț.

Sericitul, respectiv muscovitul, poate atinge în unele cazuri pînă la 80 % din volumul rocilor. Întotdeauna sericitul apare în legătură cu lamelele de clorit și granulele de cuarț.

Alături de aceste componente principale, în cantități variabile se întîlnesc granule mărunte de apatit, epidot, zoizit cu ortit, zircon, titanit, calcit, turmalină cu zone marginale albastre-verzui și cu nuclee brune, rutil, magnetit și ilmenit cu zone de leucoxen.

Gnaise cu sericit și clorit. Sînt roci care se întîlnesc destul de frecvent sub formă de intercalații, atît printre șisturile formate pe seama rocilor epiclastice, cît și printre cele piroclastice.

Institutul Geologic al României

În aceste roci cuarțul (25—42 %, uneori pînă la 60 %), e întotdeauna fisurat și cu extincție ondulatorie. Cînd apare sub formă de porfiroblaste, este aproape întotdeauna însoțit de un mortar foarte fin. Mortarul acesta în afară de granulele de cuarț conține uneori cristale mărunte de albit.

Albitul (44—60 %) se prezintă sub formă de granule cu contururi neregulate, care de obicei sînt înconjurate de solzi de sericit. În unele cristale de plagioclazi mai bazici se întîlnesc granule sau baghete de clinozoizit. Sporadic apar granule proaspete de albit în asociație cu solzi puternic pleocroici de clorit.

Cloritul (16—22 %) în lamele uneori larg dezvoltate prezintă un pleocroism ce variază de la verde-deschis la galben-deschis, cu incluziuni de rutil în concreșteri sagenitice. Pe lîngă incluziunile de rutil se întîlnesc și incluziuni de zoizit cu unele nuclee ortitice. Întotdeauna, cloritul apare în concreștere cu solzii de sericit sau lamelele de muscovit. Biotitul apare ca relict în interiorul cristalelor de clorit. De asemenea se întîlnesc și relicte de granat incolor în clorite.

Sericitul, respectiv muscovitul, apare sub formă de solzi sau lamele cu contururi neregulate și cu incluziuni de cuarț.

Alături de aceste componente, mai menționăm apariția în mod sporadic a : actinotului, zirconului, apatitului, epidotului, ortitului, granaților, titanitului, calcitului, piritei și a ilmenitului cu aureole leucoxenice.

În alte tipuri de gnaise, albitul ocupă între 60—70 % din volumul rocilor și se prezintă sub formă de cristaloblaste de 0,03—0,5 mm, avînd un conținut ce variază între 1—5 % An. De obicei granulele sale apar în asociație cu solzii de sericit și clorit. Uneori conține incluziuni de cuarț sub formă de stropi. În aceste tipuri de gnaise cloritul ocupă 30—50 % din volumul rocilor și se prezintă fie sub formă de lamele larg dezvoltate, fie sub formă de solzi în asociație cu granulele de albit. Lamelele de clorit apar în mod obișnuit în asociație cu mineralele opace, epidot și ace de rutil. La unele lamele de clorit se observă că acesta s-a format pe seama hornblendei ; e optic negativ și cu $nm = 1.620$. Este un proclorit sau un termen între amesit și daphnit. Calcitul poate ocupa pînă la 10 % din volumul acestor gnaise și se prezintă sub formă de cristaloblaste cu contururi neregulate.

Șisturile cuarțito-sericitice. În aceste roci cuarțul ocupă între 80—90 % din volumul rocilor și se prezintă sub formă de granule cu contururi îndințate, cu extincții ondulatorii și dungi böhmitice. Granulele recristalizate sînt asociate cu solzi de sericit sau granule de albit. Uneori granulele mărunte de cuarț se întîlnesc sub formă de incluziuni în lamelele de musco-

Institutul Geologic al României

vit. Sericitul, se prezintă sub formă de solzi, care sînt dispuşi în mod neregulat în masa rocilor. În afară de aceşti componenţi, mai menţionăm granule neregulate de albit, idioblaste izometrice de turmalină, zircon, apatit, epidot cu ortit, granat, titanit, calcit, pirită, ilmenit.

În unele tipuri de şisturi cuarţitice albitul apare sub formă de porfi roblaste sau ochiuri cu contururi rotunjite, frecvent ciuruite poikilitic de cuarţ şi sericit. Aceste cristale de albit cu aspect spongios sînt distribuite într-un mod cu totul neregulat în masa rocilor.

Din punct de vedere chimic, rocile din acest complex corespund la:

1) $K_{3.26}\ Na_{6.54}\ Ca_{1.77}\ Mg_{1.23}\ Fe^{++}_{0.39}\ Mn_{0.02}\ Fe^{+++}_{1.78}\ Al_{14.78}\ Ti_{0.31}\ P_{0.13}\ Si_{61.45}\ [O_{154.11}\ (OH)_{5.89}]\ 160$

2) $K_{5.02}\ Na_{1.92}\ Ca_{0.02}\ Mg_{4.81}\ Fe^{++}_{5.46}\ Mn_{0.12}\ Fe^{+++}_{1.03}\ Al_{18.62}\ Ti_{1.45}\ Si_{49.70}\ [O_{133.29}\ (OH)_{26.71}]\ 160$

Valorile A C F şi A′ K F, oscilează în felul următor:

1) A=51.27; C=23.62; F=25.04; A′=33.18; K=33.21; F=33.60
2) A=35.90; C= 5.33; F=58.72; A′=32.35; K= 5.63; F=61.98.

Rocile analizate prezintă o parageneză specifică rocilor tufogene: actinot + clorit + albit.

Rocile se încadrează în faciesul de şisturi verzi, subfaciesul cuarţ-albit-muscovit-clorit (fig. 9).

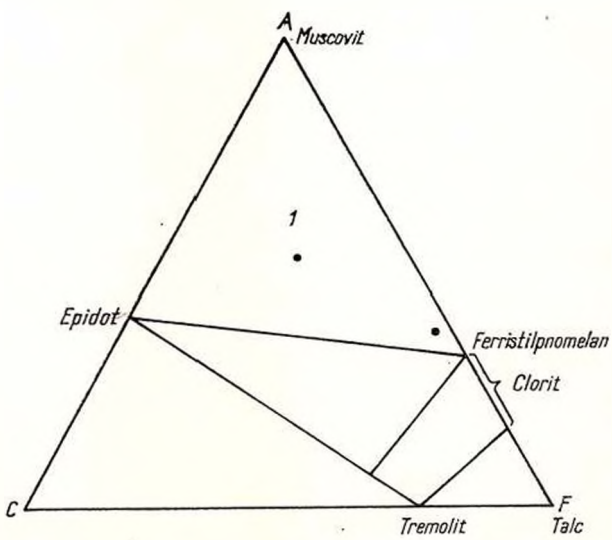


Fig. 9 — Diagrama A C F pentru rocile cu exces de SiO_2. Facies de şisturi verzi, subfacies cuarţ-albit-muscovit-clorit.

Diagramme ACF des roches à excès en SiO_2. Faciès des schistes verts, subfaciès quartz albite-muscovite-chlorite.

Institutul Geologic al României

Calcare cristaline. Atît în complexul amfibolitic, cît şi în cel sericito-cloritos, au fost întîlnite intercalaţii, în genere reduse ca întindere, de calcare cristaline. De altfel calcare cristaline au fost întîlnite şi printre rocile granitoide ale masivului de la Vîrful Reci, mai ales printre cele ale faciesului porfiric. Sînt roci fin cristalizate, alb-cenuşii, cu o textură masivă-şistoasă. În compoziţia lor pe lîngă calcit mai intră în procente variabile dolomit, cuarţ, sericit, clorit, actinot, epidot, zoizit, feldspat potasic.

CONCLUZII STRATIGRAFICE ŞI STRUCTURALE

Aşa după cum s-a menţionat la începutul acestei lucrări, din punct de vedere structural, regiunea cercetată se încadrează în ansamblul structurii Carpaţilor Meridionali. Tectonica acestei zone este determinată, în parte, şi de zona grabenului Jiu-Jieţ, şi de manifestările anatectice şi de metasomatoză.

Formarea elementelor structurale principale s-a desfăşurat într-un timp foarte îndelungat, care cuprinde diverse epoci orogene : preassyntică, assyntică, caledoniană şi chiar fazele timpurii ale celei hercinice.

Elementele macrostructurale se dispun după două sisteme care formează între ele unghiuri mai mici de 90°, şi numai într-un mod cu totul excepţional ele trec de această valoare.

Şisturile cristaline, atît ale seriei de Drăgşan, cît şi cele ale seriei de Lainici-Păiuş, au o stratificaţie destul de bine evidenţiată. Şistozitatea este în mod constant paralelă cu stratificaţia.

Clivajul de forfecare sau de alunecare le intersectează pe celelalte două.

În granitoide apare o şistozitate mai mult sau mai puţin identică cu cea a rocilor înconjurătoare. Această şistozitate este scoasă în evidenţă mai ales de lamelele mineralelor micacee şi mai puţin de granulele de cuarţ sau de feldspaţi.

Liniaţia este scoasă în evidenţă atît de rubanarea rocilor, cît şi de intersecţia şistozităţii cu clivajul de forfecare şi de alunecare.

Problema vîrstei metamorfismului este destul de complexă, întrucît nu sîntem în posesia termenilor de trecere între şisturile cristaline ale celor două serii principale şi sedimentele nemetamorfozate. Problema se complică de asemenea prin aceea că seriile cristalofiliene antepaleozoice au fost afectate de mai multe procese de metamorfism de grade şi intensităţi diferite.

Studiul şisturilor cristaline ale seriei de Tulişa a adus în ultimul timp unele precizări în ceea ce priveşte stratigrafia lor şi fixarea vîrstei — P a -

Institutul Geologic al României

velescu (1963); Pavelescu, Pavelescu (1966); Pavelescu, Pavelescu (1969).

Determinările sporo-polenice din rocile orizontului superior indică vîrsta cambriană[1].

Datorită faptului că în metaconglomeratele din baza acestei serii se întîlnesc elemente din granitoide, s-a tras concluzia că masivele granitoide înconjurătoare sînt antecambriene.

Toate aceste masive sînt sincinematice şi din raporturile de reciprocitate între ele, se desprinde concluzia că primele roci apărute sînt de natura granodioritelor de tip Şuşiţa şi a dioritelor cuarţifere de Frumosu. După faza de formare a acestora, a urmat o fază intermediară adamellitică. Activitatea magmatică se termină cu granitele leucocrate, alaskitice, filoane de aplite şi pegmatite.

Aceste masive de roci granitoide străbat şi metamorfozează la contact şisturile cristaline ale seriilor de Lainici-Păiuş şi Drăgşan, iar între şisturile cristaline ale orizontului superior (complexul sericito-cloritos) al seriei de Drăgşan şi cele ale orizontului inferior (complexul amfibolitic) ale aceleiaşi serii şi cele ale seriei de Lainici-Păiuş, există o puternică discordanţă, marcată şi prin apariţia metaconglomeratelor la baza complexului sericito-cloritos.

Datorită acestor raporturi, aşa cum se observă în fig. 1, şisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş, ale orizontului inferior al seriei de Drăgşan, ca şi cele ale seriei de Sebeş-Lotru sînt repartizate ciclurilor orogenice laurantiene-huroniene; şisturile cristaline ale complexului superior (sericito-cloritos) al seriei de Drăgşan, ciclurilor orogenice assyintice, iar cele ale seriei de Tulişa şi ale seriei epimetamorfice (din cristalinul getic) ciclurilor orogenice caledoniene-hercinice.

Aceste concluzii se bazează însă pe nişte date cu caracter fragmentar. Pentru elucidarea acestor probleme de stratigrafie şi de metamorfism din Carpaţii Meridionali sînt necesare studii mai deosebite în vederea întocmirii unor izograme de repartiţie spaţială a domeniilor metamorfismului de presiune ridicată şi de temperatură relativ joasă, de presiune ridicată şi cu temperatură în creştere. Sînt necesare de asemenea cercetări în vederea întocmirii unor izograme albitice, oligoclazice, almandinice, etc. Se impun, de asemenea, studii cu privire la procesele de încălzire sau răcire legate de mobilizarea granitică şi studii care să permită detectarea vetrelor palingenetice ascunse.

[1] C. Micu. Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri de mangan în partea de NE a Munţilor Retezat. 1965. Arh. Inst. geol., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Numai reperele litologice, metamorfice și analizele microstructurale nu sînt în măsură să răspundă la toate problemele pe care le comportă petrogeneza și structura cristalinului în general.

Primit: septembrie 1969.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. geol. Rom.* XX, București.

Cvijić I. (1903) Die Tektonik der Balkanhalbinsel *C. R.* IX. *Congr. Géol. Intern.* Wien

Inkey v. B. (1891) Die transylvanischen Alpen vom Rothenturmpass bis zum Eisernen Thor. Math. naturwiss. *Berichte aus Ungarn* IX. Budapest.

Manolescu Gh. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan. (Carpates Méridionales Roumanie). *An. Inst. geol. Rom.* XVIII. București.

— (1937) Studiul geologic și petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. secț. șt.* Seria III, XII, Mem. 6, București.

Mrazec L. (1904) Sur les schistes cristallins des Carpates Méridionales (versant roumain). *C. R.* IX, *Congr. Geol. Intern.* Wien.

Murgoci G. (1912) The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R.* XI, *Congr. Geol. Intern.* Stockholm.

Paliuc Gh. (1937) Étude géologique et pétrographique du massif du Parîng et des Munții Cimpii (Carpates Méridionales). *An. Inst. géol. Rom.* XVIII. București.

Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a munților Retezatului. *An. Com. Geol.* XXV. București.

— (1955) Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.* XXVIII. București.

— (1958) Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom.-Sov. Șt. Geol.* I—II. București.

— (1963) Contributions à l'étude de soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophylliennes dans la partie centrale et orientale de l'autochtone danubien. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V.* București.

— Pavelescu Maria (1966) Cercetări geologice și petrografice în bazinul văii Jiului transilvănean și al văii Jiețului. *Acad. R.S.R., St. cerc. geol.* XI/1. București.

— Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbești și Iscroni. *D. S. Com. Geol.* L/1. București.

— Mercus D., (1967) Evolution of paleozoic magmatism in Southern Carpathians. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr.* VIII. Belgrad.

— (1967) Geneza și evoluția masivelor granitoide din Carpații Meridionali. *Acad. R.S.R. St. cerc. geol.*, XII/2. București.

— Pavelescu Maria (1969) Ultrametamorphism and migmatism zone of the South Carpathians. *Bul. festiv Inst. Petrol , Gaze și Geol.* București.

Schafarzik F. (1903) Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse und Geschichte des Gebirges am Eisesernen Tore an der unteren Donau. *Föld. Közl.* XXXIII. Budapesta.

Suess Ed. (1902) Das Antlitz der Erde. Wien.

Institutul Geologic al României

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS LA ZONE CENTRALE DES CARPATES MÉRIDIONALES (MONTS VULCAN-PARÎNG)

(Résumé)

La région étudiée occupe la partie centrale et méridionale des Monts Sebeș, la partie orientale des Monts Vulcan et la partie centrale et occidentale des Monts Paring.

Au point de vue géologique-structural cette région est constituée par des formations revenant au domaine gétique, autant qu'à l'autochtone.

La figure 1 révèle que les schistes cristallins de la série de Sebeș-Lotru se parallélisent à ceux de la série de Lainici-Păiuș tant en ce qui concerne la nature du matériel métamorphisé que l'âge du métamorphisme, et à l'horizon inférieur de la série de Drăgșan seulement en ce qui concerne l'âge du métamorphisme. Tandis que les schistes cristallins des séries de Sebeș-Lotru et de Lainici-Păiuș se sont constitués aux dépens de certains dépôts principalement détritiques, les schistes cristallins de l'horizon inférieur de la série de Drăgșan se sont constitués aux dépens de certaines roches volcanogènes sédimentaires. Quant au degré de métamorphisme il est à remarquer que les uns autant que les autres ont été métamorphisés dans les conditions du faciès amphibolitique, éventuellement granulitique et que ces schistes cristallins présentent un rétromorphisme, parfois assez accusé, à caractère presque régional. Cette esquisse révèle aussi que vers la partie supérieure les schistes cristallins s'achèvent par un complexe de roches (l'horizon supérieur de la série de Drăgșan, complexe séricito-chloriteux) auquel on a attribué l'âge protérozoïque moyen-supérieur. Ce complexe est formé par un endentement facial entre les dépôts de nature detritique et volcanogène ; il a subi aussi des processus de rétromorphisme. Au cours du Paléozoïque inférieur, voire même du Protérozoïque supérieur ont été générés toute une série de complexes cristallins fort hétérogènes (série épimétamorphique — dans le domaine gétique — et série de Tulișa — dans le domaine autochtone). Cette esquisse révèle encore que durant le Protérozoïque moyen-supérieur les schistes cristallins des séries de Lainici-Păiuș et Drăgșan ont été traversés et métamorphisés au contact par une série de corps granitoïdes de nature lithogène. L'intrusion de ces corps représente, en réalité, le magmatisme synorogène de l'orogenèse assyntienne.

Dans le cadre du cristallin de la nappe gétique, dans la région investiguée, on a séparé différents types de micaschistes, paragneiss, amphibolites, schistes amphibolitiques et geneiss mixtes. En général les micaschistes présentent un tissu feuilleté qui çà et là renferme des nodules plus quartzeux. Ces roches ne représentent qu'un épisode pélitique dans un complexe essentiellement psammitique. Il y a des types qui outre les minéraux micacés et le quartz

Institutul Geologic al României

renferment aussi de l'albite, des grenats, du disthène, de la sillimanite et de la tourmaline. Les valeurs ACF et modales révèlent que les micaschistes correspondent aux roches formées dans les conditions du faciès amphibolitique, subfaciès staurotide-disthène (fig. 2). Les paragneiss sont constitués de quartz, albite, biotite, phengite, chlorite, grenats, disthène, staurotide, tourmaline, amphiboles, épidote, zoïzite, titanite, apatite, carbonates, oxydes de fer. Il s'ensuit, vu la composition chimique, que les roches se répartissent au groupe des grauwackes et subgrauwackes et qu'elles ont subi de puissants processus de métasomatose sodique. Les valeurs ACF montrent que les roches ont été métamorphisées dans les conditions du faciès amphiboliiques, subfaciès staurotide disthène (fig. 3). Les amphibolites et les schistes amphiboliques reviennent de manière égale aux champs des grauwackes et aux roches de nature basaltique ou andésitique (fig. 4). Les valeurs ACF révèlent nettement que les roches ont été métamorphisées dans les conditions du faciès amphibolitique, subfaciès staurotide-disthène (fig. 5). Les gneiss mixtes de la région investiguée reviennent aux gneiss oeillés, amygdaloïdaues et lenticulaires. La projection des valeurs ACF, correspondant au faciès des amphibolites, subfaciès staurotide-disthène, révèle que les gneiss mixtes se situent dans le champs 7 avec la paragenèse : muscovite + biotite + microcline (fig. 6).

Les ophiolites longent la ligne de charriage de la nappe gétique sous forme de petites lentilles de roches serpentiniques.

L'autochtone y est formé par un soubassement cristallin précambrien, par des massifs de roches granitoïdes, par des schistes cristallins de la série de Tulişa et par des dépôts mésozoïques. Ces derniers sont représentés par des calcaires malm-urgoniens et par des schistes argilo-marneux crétacés inférieurs. Les schistes cristallins de la série de Tulişa y sont représentés par ceux de l'horizon supérieur. Les valeurs ACF révèlent que les roches de cette série ont subi le métamorphisme dans les conditions du faciès des schistes verts, subfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite. Les roches granitoïdes constituent partiellement le massif de Şuşiţa, le massif de Reci et les massifs de Mîndra-Gîlcescu-Repedea. Au point de vue génétique est réaffirmée la nature lithogène des magmas palingènes qui ont généré ces roches. Étant donné que la composition de ces magmas est fonction de la composition de l'écorce terrestre et des sédiments accumulés dans les zones inférieures des géosynclinaux et que d'habitude ces sédiments sont riches en matériaux de nature argileuse, leur chimisme trahit un enrichissement en K_2O, Na_2O, SiO_2 et CaO. Dans la plupart des cas le rapport $K_2O/K_2O + Na_2O$ est $< 0,5$ alors que celui de CaO : MgO est > 1. Les deux rapports mettent en évidence la nature magmatique des roches. Les schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuş sont représentés par différents types de quartzites, schistes quartzitiques, gneiss psammitiques. Les quartzites et les schistes quartzitiques ont été formés soit aux dépens de certains grès oligomictiques soit aux dépens de certains dépôts aleuropélitiques. Les gneiss psammitiques présentent un aspect gréseux et constituent dans la plupart des cas des intercalations. Les schistes cristallins de la série de Drăgşan sont représentés tant par ceux de l'horizon inférieur (complexe amphibolitique) que par ceux de l'horizon supérieur (complexe séricito-chloriteux). Les schistes cristallins du complexe amphibolitique ont été générés aux dépens de roches initialitiques basiques et intermédiaires à caractère ophiolitique, qui renferment des intercalations de dépôts détritiques. En ce sens plaident les apparitions de métagabbros, métahornblendites, métadiorites, serpentinites etc. Les roches de ce complexe sont projetées dans le triangle ACF du faciès amphibolitique, subfaciès staurotide-disthène (fig. 8). Les schistes cristallins du complexe séricito-chloriteux reviennent au faciès ddes schistes verts, subfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite (fig. 9).

Au point de vue structural, la formation des principaux éléments structuraux a eu lieu dans un intervalle de temps de très longue durée comprenant différentes époques orogéniques :

Institutul Geologic al României

préassyntienne, assyntienne, calédonienne voire même les phases récentes des époques hercyniennes. Les éléments macrostructuraux se disposent suivant deux systèmes qui forment entre eux des angles $<90^{\circ}$, et seulement de manière tout à fait exceptionnelle supérieurs à cette valeur. Les schistes cristallins de la série de Drăgşan autant que ceux de la série de Lainici-Păiuş laissent voir une stratification bien nette. La schistosité est constamment parallèle à la stratification. Le clivage de cisaillement ou de glissement intersecte les deux autres. Dans les granitoïdes apparaît une schistosité plus ou moins identique à celle des roches environnantes, mise en évidence surtout par les lamelles des minéraux micacés et en moindre mesure par les granules de quartz ou de feldspath. La linéation est mise en évidence par le rubannement des roches autant que par l'intersection de la schistosité du clivage de cisaillement et de glissement. Le problème de l'âge du métamorphisme est assez compliqué. L'étude des schistes cristallins de la série de Tulişa a conduit à quelques précisions concernant leur stratigraphie et leur âge. Du fait que dans les métaconglomérats situés à la base de cette série on rencontre des éléments de granitoïdes on a conclut que les massifs granitoïdes environnants sont antécambriens. Ces massifs sont tous syncinématiques et les rapports de réciprocité révèlent que les premières roches constituées sont de nature granodioritique de type Şuşiţa et de la nature des diorites quartzifères de type Frumosu. Leur phase de formation a été suivie d'une phase intermédiaire adamellitique. L'activité magmatique s'achève par des granites leucocrates, alaskitiques, par des filons d'aplite et de pegmatites. Ces massifs de roches granitoïdes traversent en métamorphisant au contact les schistes cristallins des séries de Lainici-Păiuş et Drăgşan. Entre les schistes cristallins de l'horizon supérieur (complexe séricito-chloriteux) et inférieur (complexe amphibolitique) de la série de Drăgşan et ceux de la série de Lainici-Păiuş il y a une importante discordance marquée aussi par l'apparition des métaconglomérats situés à la base du complexe séricito-chlori teux. En tenant compte de ces rapports (fig. 1) les schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuş, de l'horizon inférieur de la série de Drăgşan et de la série de Sebeş-Lotru reviennent aux cycles orogènes laurentiens-huroniens ; les schistes cristallins de l'horizon supérieur aux cycles orogènes assyntiens, et ceux de la série de Tulişa et de la série épimétamorphique (du cristallin gétique) aux cycles orogènes calédoniens-hercyniens.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la zone centrale des Carpates Méridionales (Monts Vulcan-Paring) : 1, Quaternaire ; 2, Néogène + Crétacé (bassin de Petroşeni). Cristallin de la nappe gétique : 3 a, paragneiss ; b, micaschistes ; c, amphibolites ; d, pegmatites. Ophiolites mésozoïques : 4, serpentinites. Couverture sédimentaire de l'autochtone : 5, Crétacé ; 6, Jurassique-Crétacé supérieur. Cristallin de l'autochtone. Série de Tulişa : 7 a, phyllites (schistes séricito-graphiteux) ; b, schistes quartzito-graphiteux ; c, schistes graphiteux ; d, schistes quartzitiques ; e, calcaires cristallins ; f, métaconglomérats. Roches granitoïdes : 8, granitoïdes gneissiques ; 9, granitoïdes laminés-schisteux ; 10, granitoïdes massifs ; 11, granitoïdes porphyroïdes ; L,

Institutul Geologic al României

lamprophyres ; ⫟ , porphyres quartzifères ; A, aplite. Série de Drăgşan. Complexe séricito-chloriteux : 12 a, schistes séricito-chloriteux ; b, schistes chloriteux à amphiboles ; c, serpentinites ; d, calcaires cristallins. Complexe des amphibolites ; 13 a, schistes amphiboliques à biotite et grenats ; b, schistes amphiboliques et amphibolites ; c, gneiss amphiboliques ; d, serpentinites ; e, calcaires cristallins. Série de Lainici-Păiuş : 14 a, schistes chlorito-sériciteux ; b, schistes quartzitiques ; c, schistes quartzito-sériciteux-chloriteux ; d, gneiss psammitiques ; e, calcaires cristallins. 15, ligne de charriage ; 16, contact anormal, discordance ; 17, faille ; 18, limite géologique ; 19, direction et pendage.

Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI MEDIANE A CARPAŢILOR MERIDIONALI (MUNŢII VULCAN–PARÎNG)

0 500 1000 1500 m.

Vulcan
Iscroni
R. Jiul Transilvan
P. Sălătrucu
Măgura
P. Stoinicioasa
Dîlma Lespezi
P. Murga Mare
Vf. Pietriceaua
Vf. Reci
R. Jiu
Plaiul Bîlba
P. Sadului

LEGENDA

CRISTALINUL PÎNZEI GETICE

3 Paragnaise, Micaşisturi, Amfibolite, Pegmatite

OFIOLITE MEZOZOICE

4 Serpentinite

ÎNVELIŞUL SEDIMENTAR AL AUTOHTONULUI

5 Cretacic

6 Jurasic - Cretacic superior

CRISTALINUL AUTOHTONULUI

SERIA DE TULIŞA

7 Filite (şisturi sericito - grafitoase), Şisturi cuarţito - grafitoase, Şisturi grafitoase, Şisturi cuarţitice, Calcare cristaline, Metaconglomerate

1 Cuaternar

2 Neogen + Cretacic (Bazinul Petroşenilor)

ROCI GRANITOIDE

8 Granitoide gnaisice

9 Granitoide laminate - şistoase

10 Granitoide masive

11 Granitoide porfiroide
L = lamporfire, π = porfire cuarţifere, A = aplite

SERIA DE DRĂGŞAN

COMPLEXUL SERICITO - CLORITOS

12 Şisturi sericito - cloritoase, Şisturi cloritoase cu amfiboli, Serpentinite (σ), Calcare cristaline

COMPLEXUL AMFIBOLITIC

13 Şisturi amfibolice cu biotit şi granaţi, Şisturi amfibolice şi amfibolite, Gnaise amfibolice, Serpentinite, Calcare cristaline

SERIA DE LAINICI - PĂIUŞ

14 Şisturi clorito - sericitoase, Şisturi cuarţitice, Şisturi cuarţito - sericito - cloritice, Gnaise psamitice, Calcare cristaline

15 Linie de şariaj

16 Contact anormal, discordanţă

17 Falie

18 Limită geologică

19 Direcţia şi înclinarea

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIA ŞI IZOGRADELE DE METAMORFISM DIN PROVINCIA METAMORFICĂ PREBAICALIANĂ DIN MUNŢII SEMENIC

DE

HARALAMBIE SAVU[1]

Abstract

Stratigraphy and Metamorphism Isograde s of the Prebaikalian Metamorphic Province in the Semenic Mountains. The Prebaikalian metamorphic province in the Semenic Mountains lies in Banat, and is a part of the Getic Nappe. Its tectonics is characterized by a virgation built up of a major anticline with granitoids in the axial zone and several secondary structures. The crystalline schists are distributed in two metamorphic series: the lower Sebeş-Lotru mesometamorphic series which comprises several complexes, and the Miniş epimetamorphic series. The total thickness of the metamorphosed formations amounts to about 38 km. The PT conditions varied in large ranges, the temperature in the lower complex exceeding 700°C and the pressure 10 Kb. Six metamorphic zones (isograde s) have formed: biotite ± chlorite zone, almandine-zone, staurolite-zone, staurolite-kyanite zone, kyanite-zone and sillimanite-zone. In each zone associations of characteristic minerals have formed, and in the deep-seated ones, partial anatexis processes which led to the formation of venite migmatites and pegmatites, have occurred. Among the metamorphic rocks with a various chemical composition specific bimetasomatic reactions do occur. For every zone the PT conditions are estimated, pointing concomitantly to the metamorphic facies and subfacies. The surfaces of isograde s are subparallel as compared with stratification. They mark a displacement upwards in anticlinal zones, being influenced by the modification of the conditions determined by migmatization processes and by tangential pressure. This province corresponds to the standard kyanite-sillimanite series.

INTRODUCERE

Provincia metamorfică prebaicaliană din munţii Semenic prezintă o mare importanţă atît în ceea ce priveşte stratigrafia şisturilor

[1] Institutul Geologic. Şos. Kiseleff 55, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

cristaline, cît şi petrologia lor. Importanţa stratigrafică a acestei provincii constă în faptul că ea este constituită din şisturile cristaline cele mai vechi, care apar la zi pe teritoriul României şi cuprinde o succesiune litologică aproape completă a formaţiunilor generate în timpul evoluţiei ciclului tectonomagmatic prebaicalian. Ea se caracterizează printr-o structură în virgaţie primară, care ne-a permis urmărirea succesiunii pachetelor de şisturi cristaline puternic metamorfozate. Cunoaşterea stratigrafiei acestei provincii va ajuta la înţelegerea succesiunii stratigrafice a terenurilor metamorfice echivalente ca vîrstă, din alte regiuni din Carpaţii Meridionali, Carpaţii Orientali şi Munţii Apuseni.

Importanţa petrologică a acestei provincii a apărut odată cu separarea în cuprinsul ei a şase izograde de metamorfism, de la zona cu sillimanit pînă la zona cu biotit ± clorit inclusiv (S a v u, 1965 a; S a v u et al., 1967 a), asemănătoare în mare măsură acelora din munţii Grampian ai Scoţiei, cercetate de B a r r o w (1912) şi T i l l e y (1925). Ea se dovedeşte astfel a fi o provincie clasică pentru studiul proceselor metamorfismului progresiv.

Lucrarea de faţă este menită să înfăţişeze noi date pentru cunoaşterea stratigrafiei şisturilor cristaline şi a condiţiilor termodinamice care au controlat procesele de metamorfism ce le-au afectat.

Date de orografie şi hidrografie. Situaţi aproximativ în partea centrală a Banatului, munţii Semenicului alcătuiesc un masiv important, constituit în cea mai mare parte din şisturi cristaline, peste care repauzează, în partea de vest, formaţiunile sedimentare paleozoice şi mezozoice ale zonei Reşiţa — Moldova Nouă.

Fiind înconjurat de bazinele sedimentare terţiare formate prin scufundare în timpul Neogenului, cum sînt bazinul pannonic la nord şi la vest, bazinul Caransebeş — Mehadica la est şi bazinul Bozoviciului la sud, masivul Semenicului apare ca un horst.

Acest masiv culminează cu vîrfurile Gozna (1444 m) şi Semenic (1444 m), în jurul cărora se dezvoltă platforma Semenicului (1400—1000 m). De la nivelul acestei platforme se despart în toate direcţiile culmi secundare pe care s-au format platforma Tomnatica (900—750 m) şi platforma Teregova (500—400 m) descrise de E. de M a r t o n n e (fig. 1).

De sub cele două vîrfuri principale, situate în partea centrală a masivului, izvorăsc şi principalele ape ale Banatului, cum sînt Timişul la est, Nera la sud şi Bîrzava la vest. Aceste ape alcătuiesc împreună cu afluenţii lor o reţea hidrografică, probabil recent întinerită, ce a format în şisturile

Institutul Geologic al României

cristaline văi adînci și bine deschise, pe care pot fi urmărite profile aproape continue.

În zona platformei Semenicului, pe care este situat complexul turistic cu același nume, se dezvoltă zona alpină, de la care se întinde spre



Fig. 1. — Vîrful și platforma Semenicului, constituite din micașisturile zonei cu disten și staurolit, văzute de pe platforma Tomnatica. În primul plan localitatea Brebu Nou. (foto: S a v u, 1960)

Sommet et plate-forme de Semenic constitués des micaschistes de la zone à disthène et staurotide, vue prise de la plate-forme de Tomatec. Au premier plan la localité de Brebu Nou (photo: S a v u, 1960).

sud zona împădurită de la Poniasca. În cuprinsul platformei Tomnatica și mai ales al platformei Teregova care cuprinde zonele cu altitudine mai joasă din estul și nordul masivului, regiunea este în mare parte despădurită pentru pășuni sau agricultură.

Istoricul cercetărilor. Șisturile cristaline din munții Semenicului au făcut obiectul de cercetare al multor geologi, printre care menționăm mai întîi pe B ö c k h (1879—1883), H a l a v á t s (1895), S c h a f a r z i k (1898) și R o t h T e l e g d (1887), care aduc primele informații asupra alcătuirii terenurilor metamorfice de la izvoarele Timișului. În lucrările de sinteză asupra Carpaților Meridionali elaborate de M r a z e c (1904), M u n t e a n u-M u r g o c i (1905), C o d a r c e a (1931—1940), S t r e c k e i s e n (1933), P a v e l e s c u (1959) și C o d a r c e a et al. (1961)se fac referiri cu caracter general și la șisturile cristaline „mezo-katazonale" din munții Semenicului, fiind considerate că fac parte din domeniul pînzei getice.

Institutul Geologic al României

După al doilea război mondial sînt întreprinse în diferite zone ale munţilor Semenic, numeroase lucrări de prospectare şi de cartare de către Roşca (1954), Hurduzeu (1962), Drăghici et al. (1967) şi alţi cercetători ale căror lucrări în manuscris se găsesc în arhiva Institutului geologic. Ele aduc mai ales date de ordin petrografic sau indicaţii asupra acumulărilor de substanţe minerale utile. Dat fiind caracterul şi scopul acestor lucrări, ele nu au abordat probleme de stratigrafie sau de petrologie a şisturilor cristaline. Aceste lucrări vor fi menţionate în cuprinsul studiului de faţă, acolo unde va fi cazul.

Primele noastre observaţii asupra stratigrafiei şisturilor cristaline au fost făcute în anul 1955, în partea de nord a munţilor Semenic, rezultate pe care le-am publicat ulterior (Savu, 1962 a; Savu et al., 1964). Am arătat astfel, că formaţiunile cristaline sînt produsele metamorfozate ale sedimentării şi activităţii magmatice cu caracter ofiolitic, ce s-au manifestat într-un geosinclinal care a evoluat la sfîrşitul Arhaicului, infirmînd astfel teza larg răspîndită pe atunci, după care amfibolitele erau considerate ca provenind din metamorfozarea marnelor. Această concepţie bazată pe evoluţia geosinclinală, stă astăzi la baza tuturor studiilor moderne asupra terenurilor metamorfice.

TECTONICA ŞI STRATIGRAFIA ŞISTURILOR CRISTALINE

Masivul cristalin al munţilor Semenic este situat în partea centrală a Banatului şi face parte din unitatea pînzei getice. Şisturile cristaline care-l alcătuiesc s-au format în decursul evoluţiei unui geosinclinal vechi, aparţinînd ciclului tectonomagmatic prebaicalian.

Structura primară — sinmetamorfică — a acestui masiv cristalin corespunde unei virgaţii (fig. 2), în care am deosebit structura anticlinală majoră Slatina Timiş-Poniasca, al cărei ax se roteşte treptat de la direcţia aproximativ EW spre SW şi SSW, sens în care se şi afundă (pl. VII). În zona axială a structurii sînt cantonate intruziuni granitoide sinorogene. Această structură majoră se prelungeşte spre sud în Iugoslavia, făcînd astfel legătura structogenetică dintre cristalinul Carpaţilor şi fundamentul metamorfic al Balcanilor (Savu, 1965 a).

Din structura majoră se desprind spre est cîteva structuri anticlinale sau sinclinale secundare. Astfel, la sud-est se schiţează sinclinalul Armeniş-pîrîul Zănoaga, afluent al văii Nerganiţa, urmat mai la sud de anticlinalul Teregova-Nera (pl. VII). În partea de sud a munţilor Semenic se află o importantă structură sinclinală, sinclinalul Mehadica-Poniasca. Aceasta prezintă în partea de est flancuri normale, aproape simetrice, dar

Institutul Geologic al României

cu cît ne apropiem de axul structurii majore, flancul sudic devine din ce în ce mai asimetric, fiind deversat spre NNW. Planul axial al sinclinalului se afundă spre SSE sub un anticlinal deversat în același sens ca și flancul sinclinalului. Acesta este anticlinalul Pîrvova-Zăgrade.

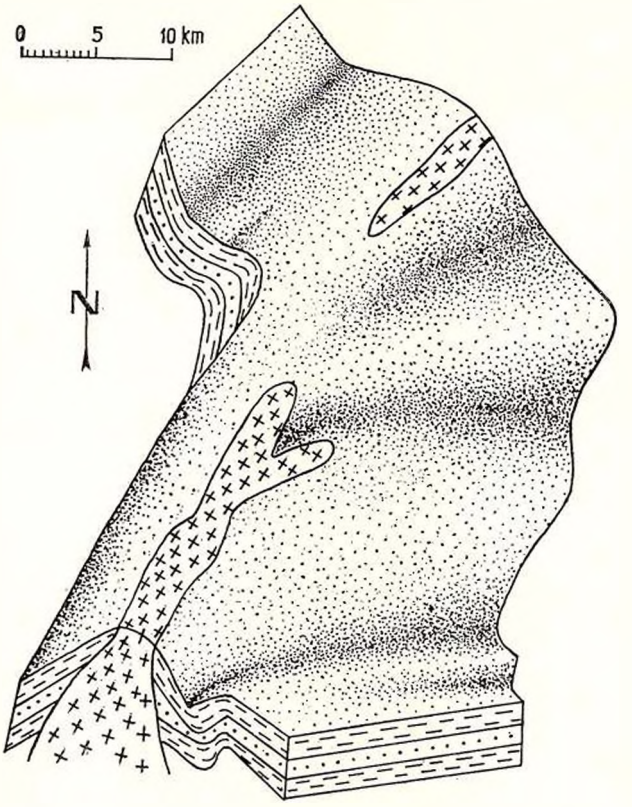


Fig. 2. — Structura în virgație a șisturilor cristaline din munții Semenicului.

Structure en virgation des schistes cristallins des Monts Semenic.

La nord de structura anticlinală majoră Slatina Timiș-Poniasca se schițează anticlinalul secundar Buchin-Lindenfeld, în a cărui zonă axială este situat corpul granitoid din această regiune. În extremitatea de nord-vest a munților Semenic se găsește o altă structură sinclinală, structura Delinești-Tîrnova, care are amfibolite și șisturi manganifere în ax și este oarecum simetrică cu structura Mehadia-Poniasca.

Institutul Geologic al României

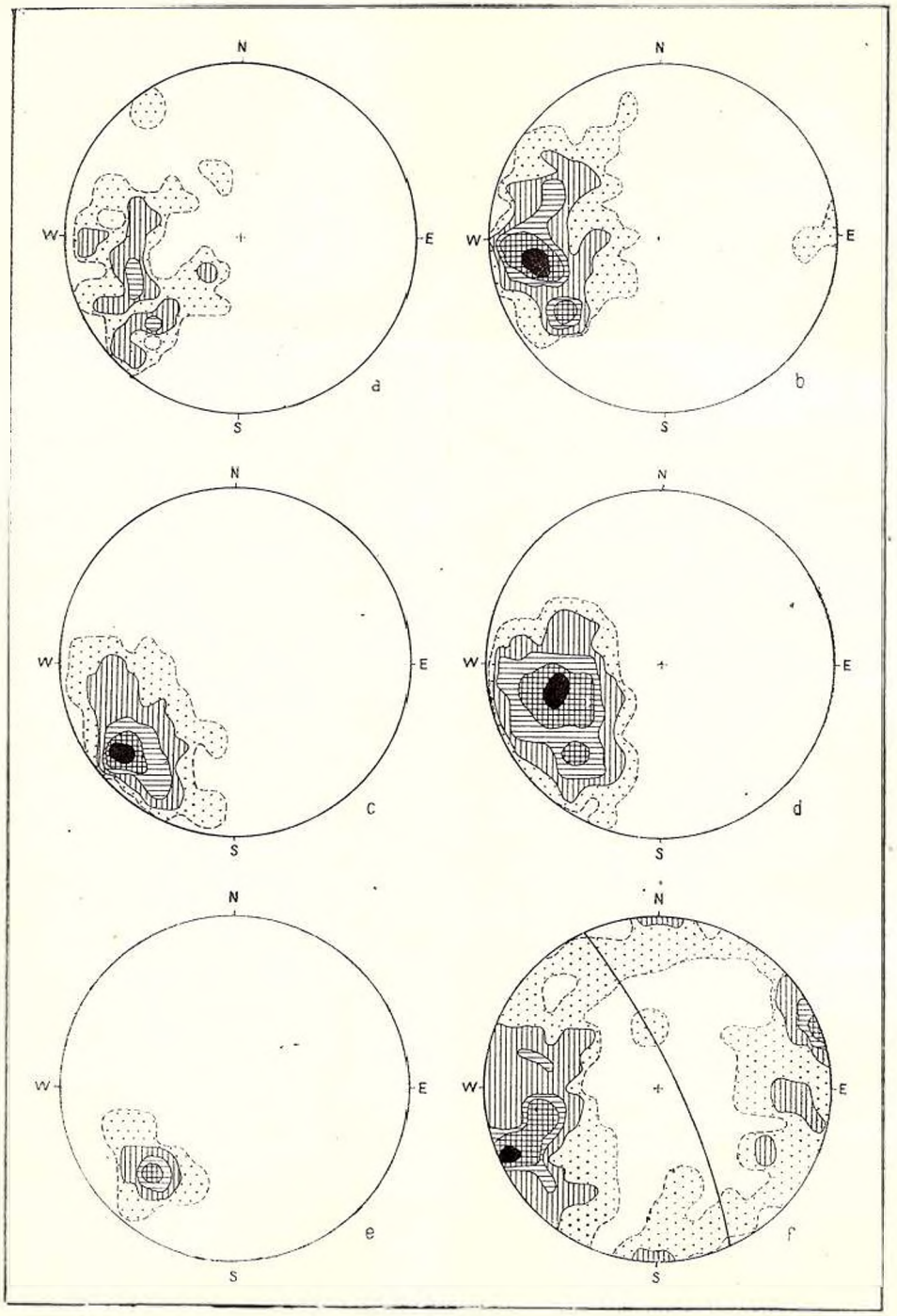


Fig. 3.

Institutul Geologic al României

În șisturile cristaline, mai ales în zonele axiale ale structurilor, apar mici cute secundare și microcute paralele cu axele *b* ale structurilor principale. Cu direcția acestora sînt paralele și cristalele prismatice larg dezvoltate de disten, staurolit și amfiboli. Diagramele de lineații (l_1) construite pe baza măsurătorilor poziției acestor elemente lineare din diferitele sectoare din partea centrală și sudică a munților Semenic (S a v u, 1965 a) ne ajută să stabilim orientarea și caracterul structurilor care alcătuiesc virgația (fig. 3)[2].

Din analiza acestor diagrame putem constata că, în sectoarele în care cutele structurii în virgație se îndepărtează de anticlinalul major, dirijîndu-se spre NE, E, și ESE (fig. 3 a, b, d) lineațiile se orientează pe o direcție principală și una secundară, orientare din care rezultă cîte două maxime pe fiecare diagramă, dintre care unul foarte slab. Cele două maxime indică o simetrie triclinică, corespunzătoare unor cute neplane și necilindrice (T u r n e r și W e i s s, 1963). Maximele importante indică orientarea generală a cutelor în această parte a structurii în virgație, iar cele slabe arată tendința unor lineații de a se orienta pe direcția segmentului sudic al anticlinalului major.

[2] În regiunea Mehadica-Verendin-Luncavița, pe suprafețele S_1 ale și sturilor cristaline apare sporadic o lineație secundară (l_2) paralelă aproximativ cu fisurile *ac* ale structurilor virgației, a cărei vîrstă este greu de precizat, ca putînd fi determinată de mișcări mai recente.

Fig. 3. — Diagramele de lineații și fisuri din partea centrală și sudică a munților Semenic.
a, diagrama lineațiilor din sectorul Văliug pe flancul nord-vestic al structurii majore, în zona de curbură (35 l); izolinii: 0,5-1,5-2, 5%; b, diagrama lineațiilor din sectorul Slatina Timiș-Brebu Nou-Teregova în partea estică a sinclinalului Armeniș-Zănoaga și a anticlinalului Teregova-Nera (70 l); izolinii: 0,5-2-4-6-9%; c, diagrama lineațiilor din sectorul izvoarele văilor Nera și Birzava în zona axială a structurii anticlinale majore (100 l); izolinii: 0,5-3-6-12-15%; d, diagrama lineațiilor din sectorul Luncavița-Verendin-Mehadica-Pîrvova, în partea estică a sinclinoriului Mehadica-Poniasca (150 l); izolinii: 0,5-2-6-12-20%; e, diagrama liniațiilor din bazinul pîrîului Alibeg în partea vestică a sinclinoriului Mehadica-Poniasca alcătuit din formațiunile epimetamorfice ale seriei de Miniș (15 l) izolinii: 0,5—2—4—6%; f, diagrama cumulată a fisurilor din partea de SE a munților Semenic, zona Brebu Nou-Armeniș-Teregova-Luncavița-Verendin-Mehadica-Pîrvova; izolinii: 0,5-2,5-5-7-10% (vezi și pl. VII).

←

Diagrammes des linéations et des fissures mesurée dans la partie centrale et méridionale des Monts Semenic :

a, diagrammes des linéations du secteur Văliug, mesurées sur le flanc NW de la structure majeure, dans la zone de courbure (35 l); isolignes 0,5-1,5-2,5%; b, diagramme des linéations mesurées dans le secteur de Slatina Timiș-Brebu Nou-Teregova, dans la partie orientale du synclinal d'Armeniș-Zănoaga et de l'anticlinal de Teregova-Nera (70 l); isolignes: 0,5-2-4-6-9%; c, diagramme des linéations mesurées dans le secteur des sources des vallées Nera et Birzava dans la zone axiale de la structure anticlinale majeure (100 l); iso ligne: 0,5-3-6--12-15%; d, diagramme des linéations mesurées dans le secteur de Luncavița-Verendin-Mehadica-Pîrvova dans la partie orientale du synclinorium de Mehadica-Poniasca (150 l); isolignes: 0,5-2-6-12-20%; e, diagramme des linéations mesurées dans le bassin du ruisseau Alibeg dans la partie occidentale du synclinorium de Mehadica-Poniasca constitué par des formations épimétamorphiques de la série de Miniș (15 l); isolignes: 0,5-2-4-6%; f, diagramme cumulé des fissures mesurées dans la partie SE des Monts Semenic, zone de Brebu Nou-Armeniș-Teregova-Luncavița-Verendin-Mehadica-Pîrvova; isolignes: 0,5-2,5-5-7-10% (voir pl. VII).

Institutul Geologic al României

Se constată de asemenea, că cu cît se merge spre W şi SW, fiecare maxim se deplasează cu cîteva grade spre sud faţă de corespondentul său din diagrama sectorului de la est, demonstrînd astfel sensul rotirii structurilor în modul arătat în figura 2. Modul acesta de orientare a lineaţiilor pe două direcţii indică o neomogenitate regională. El demonstrează îmbinarea a două direcţii de transport tectonic, care au acţionat în această zonă a structurii în virgaţie, respectiv direcţia axelor structurilor secundare care se desprind de anticlinalul major şi direcţia axului acestuia din urmă.

Pe diagramele din sectoarele situate pe structura anticlinală majoră sau în apropierea acesteia (fig. 3 c şi e), lineaţiile nu se mai proiectează în două maxime, ci doar într-un singur maxim şi anume, cel care corespunde direcţiei structurii anticlinale majore, diagramele indicînd o structură ortorombică. Maximul care pe diagramele anterioare apărea ca un maxim puternic, dispare în această zonă cu totul.

În concluzie, se poate spune că structurile secundare ale virgaţiei din munţii Semenicului sînt în general slab asimetrice şi numai cele din partea de sud prezintă o deversare mai accentuată spre nord. Ele au simetrie triclinică şi se unesc în structura anticlinală majoră care prezintă simetrie ortorombică (pl. IX).

Perpendicular pe aceste structuri s-au format fisuri *ac*, transversale, umplute uneori cu filoane discordante de pegmatite sau de cuarţ (S a v u, 1965 a). Fisurile longitudinale şi diagonale sînt mai puţin frecvente (fig. 3 f).

În funcţie de poziţia structurii în virgaţie a fost posibil să urmărim în direcţia afundării ei, deci din adîncime spre suprafaţă, atît succesiunea stratigrafică a formaţiunilor cristaline, cît şi variaţia intensităţii metamorfismului progresiv (S a v u şi M i c u, 1964; S a v u, 1965 a; S a v u et al., 1967 a).

În stratigrafia şisturilor cristaline din provincia metamorfică a munţilor Semenic se deosebesc două serii : seria mezo-metamorfică de Sebeş-Lotru inferioară şi seria epimetamorfică de Miniş superioară (pl. VII şi VIII).

A) *Seria de Sebeş-Lotru.* Nu se cunoaşte în nici o regiune din Carpaţii Meridionali, în care se dezvoltă seria de Sebeş-Lotru, ce fel de formaţiuni se găsesc sub nivelul cel mai inferior al acesteia, care apare la zi în partea de est a munţilor Semenic. Ar fi important de ştiut dacă în adîncime se află tot formaţiunile acestei serii, reprezentate poate prin granulite şi granite, sau dacă se găseşte acolo un fundament mai vechi, arhean şi prin ce este reprezentat acesta. Dar această problemă nu va putea fi rezolvată decît în viitor, printr-un foraj structural.

Institutul Geologic al României

Succesiunea stratigrafică a seriei de Sebeș-Lotru, atît cît apare actualmente la zi, începe cu complexul paragnaiselor cu sillimanit și al rocilor carbonatice (C_1), a cărui grosime vizibilă este de 2000 m (pl. VIII). Acest complex se dezvoltă între Sadova Veche, Armeniș și Teregova și este alcătuit din paragnaise cu sillimanit și paragnaise cu biotit, muscovit și almandin, cu care se asociază rar migmatite reprezentate prin filoane ptygmatice, de tipul celor descrise de Dietrich (1960), Mehnert (1962), Sudovikov (1964) și Șurkin (1964). În paragnaise se intercalează numeroase nivele de ortoamfibolite și două nivele importante de dolomite cristaline și calcare cu silicați separate în lentile, în care apar benzi paralele sau microcutate de amfibolite, unele cu piroxeni (pl. I, fig. 1 și 2). Cu amfibolitele sau cu rocile carbonatice se asociază lentilele de magnetit, însoțit uneori de siderit.

Urmează în continuare complexul paragnaiselor și al gnaiselor cuarțo-feldspatice (C_2), cu o grosime de aproximativ 10 000 m care se dezvoltă între localitățile Petroșnița, Slatina Timiș și Teregova. El este constituit din paragnaise cu muscovit și biotit, uneori cu disten, în care se intercalează micașisturi cu disten sau cu disten, staurolit și almandin, iar în partea de sud și cîteva lentile de dolomite cristaline și calcare cu silicați, asociate uneori cu gnaise cu piroxen sau cu piroxen și biotit, roci cu aspect de „granulite". Apare de asemenea un orizont important de gnaise cuarțo-feldspatice provenite din roci arcoziene, eventual și tufuri acide. Acestea se aseamănă foarte mult cu leptynitele autorilor francezi (Roques, 1941).

În nivelele din partea inferioară a acestui complex se dezvoltă migmatite cu textură paralelă de tipul stromatitelor (pl. II, fig. 1) descrise de Raguin (1957), Mehnert (1962) și Elissev (1959). Din contră, la nivelele medii și superioare sînt larg răspîndite migmatitele lenticulare și oftalmitice (Savu și Micu, 1964; Savu, 1965 a) care apar în zona Brebu Nou-Petroșnița (pl. II, fig. 2). Numeroasele lentile concordante sau corpuri și filoane discordante de pegmatite străbat șisturile cristaline din acest complex și din cel inferior (pl. VIII).

În zona Gărîna-vîrful Nemanu, peste complexul paragnaiselor urmează în continuare complexul cuarțitelor (C_3), a cărui grosime este redusă (1200 m). El este format din cuarțite micacee cu almandin, mai rar cuarțite feldspatice sau migmatizate (Savu și Micu, 1964), între care se intercalează micașisturi și paragnaise cu muscovit și biotit. Acest complex suportă complexul micașisturilor (C_4), care alcătuiește cea mai mare parte a șisturilor cristaline din

Institutul Geologic al României

munții Semenicului, grosimea lui atingînd aproximativ 7 000 m (pl. VII și VIII).

Complexul micașisturilor este format mai ales din micașisturi cu disten, staurolit și almandin și micașisturi cu muscovit și biotit, iar în partea superioară din micașisturi cu almandin și șisturi cuarțitice cu muscovit și biotit. Constituția sa litologică este însă mult mai heterogenă, deoarece între aceste formațiuni se intercalează orizonturi și nivele importante de paragnaise cu muscovit și biotit, gnaisele cuarțo-feldspatice de la Ohabița și Văliug, amfibolite și cuarțite. Se remarcă prezența unui orizont destul de constant de micașisturi cu megablaste de rutil (S a v u, 1970).

Rocile migmatice care se formează în partea sudică a masivului, la nivelele superioare ale acestui complex (pl. VII), sînt slab dezvoltate atît ca extindere, cît și ca proces, fiind reprezentate prin gnaise nodulare ce aparțin tipului de migmatite metablastice, a căror structură este redată de nodule de feldspați de 3—8 mm lungime (pl. III, fig. 1).

În partea nordică a masivului, între Delinești și Tîrnova, se găsește un complex aparte, care se diferențiază lateral din complexul micașisturilor și se dezvoltă spre nord, unde este acoperit de depozite neogene. Acesta este c o m p l e x u l o r t o a m f i b o l i t e l o r ș i a l f o r m a ț i u n i i m a n g a n i f e r e (C_5), cu o grosime de aproximativ 1500 m. El este constituit dintr-o masă importantă de ortoamfibolite rubanate, asociate cu serpentinite, șisturi cuarțitice cu biotit, gnaise plagioclazice cu biotit fine, cenușii și șisturi cu silicați și carbonați de mangan și fier (S a v u, 1962 a; S a v u et al., 1964).

În aceste două complexe sînt rare corpurile de pegmatite. Ele sînt mai frecvente doar în zona Rugi-Delinești-Tîrnova. Pegmatitele și filoanele concordante sau discordante de cuarț, formate în orizontul micașisturilor cu megablaste de rutil, precum și micașisturile sau gnaisele din jurul lor, conțin cristale larg dezvoltate de ilmenit și disten, cum sînt cele de la Gărîna și vîrful Nemanu (S a v u, 1970).

B) *Seria de Miniș*. În partea de sud a munților Semenic, între Pîrvova și Poniasca (pl. VII), complexul micașisturilor și anume, orizontul șisturilor cuarțitice cu granat din partea lui superioară, suportă în continuitate de sedimentare formațiunile seriei de Miniș, cu grosimea actuală de aproximativ 1500 m. Această serie este constituită din alternanțe dese de micașisturi cuarțitice cu biotit, uneori cu clorit și muscovit, șisturi amfibolice fin rubanate, cu benzi carbonatice și cuarțite grafitoase cu am-

Institutul Geologic al României

fiboli (pl. III, fig. 2). Aceste formațiuni alcătuiesc sinclinalul asimetric Verendin-Mehadica-Poniasca din partea de sud a masivului Semenic.

În extremitatea de est a zonei sinclinale în care se dezvoltă formațiunile seriei de Miniș, apar cîteva corpuri de roci ultrabazice serpentinizate (N e a c ș u și B î r ă, 1962), unele transformate în talc, cum este cel de la Pîrvova, cercetat de noi în 1964[3]. Corpuri de roci ultrabazice serpentinizate mai apar la nord de Văliug (vîrful Cuca) și în zona Buchin-Poiana.

Cercetările noastre din anii 1955—1956[4] și mai recente (S a v u, 1962 b; S a v u și V a s i l e s c u, 1962; S a v u, 1965 a; S a v u, 1967) în diferite unități metamorfice din România, au arătat că această coloană stratigrafică este valabilă, cu unele mici excepții și pentru seriile mezometamorfice situate sub seriile epimetamorfice rifean-superioare din munții Sebeș, munții Lotrului, Carpații Orientali, munții Preluca, munții Rez, munții Gilău-Muntele Mare, munții Highiș-Drocea și din Dobrogea. De aceea, noi propunem pentru aceste formațiuni metamorfice generate în decursul ciclului tectonomagmatic prebaicalian, denumirea de provincia metamorfică prebaicaliană, noțiune cu sferă mai largă decît seria de faciesuri (facies series) a lui M i y a s h i r o (1961). În același fel am avea provinciile metamorfice baicaliană, hercinică, etc.

EVOLUȚIA PROCESELOR DE SEDIMENTARE ȘI A MAGMATISMULUI INIȚIAL

Pe baza caracterelor petrografice ale șisturilor cristaline din complexele metamorfice descrise putem deduce caracterele rocilor inițiale, premetamorfice, precum și felul în care s-au desfășurat în geonsinclinalul prebaicalian procesele sedimentare și magmatismul inițial. Astfel, putem constata că în acest geosinclinal se depuneau, la nivelul cel mai inferior pe care-l cunoaștem, argile și gresii care alternau cu depuneri de dolomite, sincron cu manifestarea slabă a magmatismului inițial, bazic, activitate care a determinat manifestarea proceselor metalogenetice care au condus la formarea acumulăilor vulcanogen-sedimentare de oxizi de fier din actuala zonă a Armenișului.

Sedimentarea continuă în timpul formării rocilor din care a provenit complexul al doilea, cu depuneri de gresii, argile, gresii arcoziene și foarte rar roci carbonatice, sincron cu slabe erupțiuni bazice, eventual și acide,

[3] H. S a v u. Studiul șisturilor cristaline din regiunea Verendin-Luncavița (munții Semenic). 1964. Arh. Inst. Geol. București.

[4] H. S a v u. Raport asupra cercetărilor geologice din partea centrală și de nord a masivului Drocea. 1956. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

trecînd apoi la depuneri de gresii cuarţoase sau slab feldspatice din care se formează complexul al treilea.

După această etapă, în care au predominat materialele psamitice şi psamopelitice, depozitele care se formează în continuare sînt constituite preponderent din material pelitic, mai ales argile, în care se intercalau

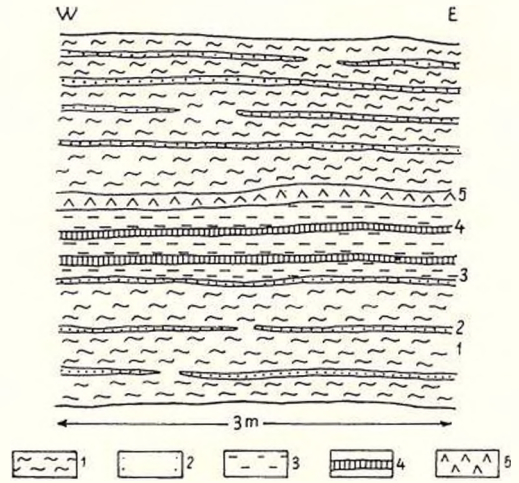


Fig. 4. — Stratificaţie relictă în gnaisele de pe valea Mehadica.

1, gnaise cuarţo-feldspatice; 2, cuarţite; 3, amfibolite; 4, gnaise plagioclazice 5, cuarţite cu pirită diseminată.

Stratification relique dans les gneiss situés dans la valée de Mehadica :

1- gneiss quartzo-feldspathiques; 2, quartzites; 3, amphibolites; 4, gneiss plagioclasiques; 5, quartzites à pyrite disséminée.

din cînd în cînd gresii feldspatice, gresii cuarţitice şi tufuri sau tufite bazice, formaţiuni din care rezultă complexul al patrulea. Către partea superioară a stivei de depozite sedimentare din care a rezultat acest complex, predominau argilele grezoase şi gresii argiloase fine, cu care se completează formaţiunile premetamorfice ale seriei de Sebeş-Lotru.

În toate complexele descrise, dar mai ales în al doilea, se întîlnesc texturi paracristaline, de stratificaţie relictă (N i k o l a e v et al., 1957), care indică, în funcţie de compoziţia şi caracterul rocilor metamorfice, stratificaţia depozitelor sedimentare iniţiale (fig. 4). Se remarcă adesea stratificaţia ritmică. Dat fiind caracterul virgaţiei, formată în timpul metamorfozării şi cutării şisturilor cristaline în cute largi, texturile relicte

Institutul Geologic al României

sînt de obicei paralele (pl. I, fig. 1 și pl. III, fig. 1). În zonele axiale ale structurilor însă, ele sînt de regulă microcutate. Apar în aceste cazuri fenomene de budinaj, cutări disarmonice (De Sitter, 1956; Belousov, 1961), cute intrafoliale (Turner și Weiss, 1963) cum sînt cele din fig. 5, și filoanele ptygmatice din zonele migmatizate (Savu, 1965 a).

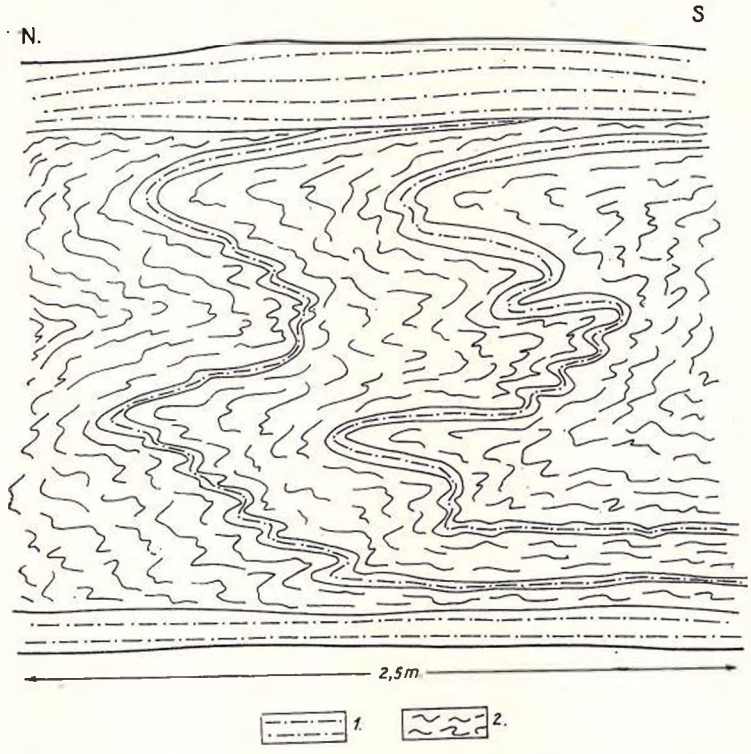


Fig. 5. — Cute „intrafoliale" formate într-un strat incompatibil de micașisturi intercalat între două strate compatibile de paragnaise. Valea Luncaviței.

1, paragnaise; 2, micașisturi.

Plis intrafoliaux (intrafolial folds) formés dans une couche incompatible de micaschistes intercalés dans deux couches compatibles de paragneiss. Vallée de Luncaviţa.

1, paragneiss; 2, micaschistes.

Sînt frecvente de asemenea, atît în aceste complexe cît și în cele care urmează, variațiile de facies ale depozitelor inițiale, care se reflectă în caracterele petrografice ale șisturilor cristaline formate în diferitele zone ale masivului.

Institutul Geologic al României

Activitatea magmatismului inițial nu este aceeași în toate părțile zonei mobile. Astfel, spre deosebire de activitatea în general slabă a acestui magmatism în complexele inferioare, în timpul formării celui de al patrulea complex el se dezvoltă larg, alcătuind în zona Delinești-Tîrnova un adevărat complex de lave, tufuri și tufite bazaltice, eventual spilitice, cu care se asociază și mici corpuri ultrabazice (S a v u, 1962 a). Texturile rubanate ale amfibolitelor din zona Delinești, formate din alternanțe dese de benzi înguste de amfibolite, amfibolite cu granați, amfibolite cu biotit și gnaise cu biotit sau gnaise plagioclazice leucocrate intercalate în masa ortoamfibolitelor monolitice, demonstrează, pe lîngă efectele proceselor de diferențiere metamorfică posibile și o stratificație primară a materialului vulcanogen și sedimentar.

În legătură cu aceste erupții se formează acumulările vulcanogen-sedimentare de oxizi de mangan asociate cu geluri silicioase (S a v u et al., 1964). Se pare că alterarea halmirolitică a malfitelor din rocile vulcanice nu a furnizat numai ionii de Mn, Fe și Si necesari formării acestor acumulări, ci și ionii de Ti care s-au acumulat în orizontul rocilor cu minerale de titan și fier din complexul micașisturilor (S a v u, 1970). Titanul a persistat însă mult timp în apa marină, astfel că el a fost dispersat pe o mare suprafață a fundului zonei geosinclinale.

Încă din timpul cînd se depuneau ultimele formațiuni ale complexului al patrulea, activitatea magmatismului inițial cunoaște o nouă recrudescență, cel puțin în partea de sud a masivului, dezvoltîndu-se apoi larg în timpul formării seriei de Miniș. Această activitate a produs tufite și tufuri bazice, eventual și curgeri bazaltice, care se depuneau în bazinul de sedimentare în alternanță cu argile grezoase, gresii argiloase sau cloritoase bogate în fier și magneziu și benzi carbonatice înguste. De asemenea, au fost puse în loc mici corpuri dunitice sau peridotitice (tabelul 1), diferențiate ale magmei tholeitice subcrustale. Care a fost caracterul litologic al formațiunilor depuse în continuare în cuprinsul ariei geosinclinale, nu se cunoaște, ele fiind ulterior erodate.

În zona geosinclinală a luat naștere astfel o stivă foarte groasă de formațiuni sedimentare, care au fost metamorfozate și cutate în timpul mișcărilor orogenice de la sfîrșitul ciclului prebaicalian. Grosimea actuală a șisturilor cristaline din cele două serii metamorfice, ce nu reprezintă totuși grosimea reală a formațiunilor sedimentare care au suferit o anumită comprimare în urma metamorfismului, este următoarea: seria de Sebeș-Lotru aproximativ 22 000 m, iar seria de Miniș 1500 m. Dacă avem în vedere că actualele șisturi cristaline ale seriei de Miniș reprezintă numai

Institutul Geologic al României

formațiunile din baza acestei serii, metamorfozate la nivelul zonei cu biotit, putem deduce cu ajutorul diagramei stabilită de H i t a r o v et al. (1962), că grosimea probabilă a întregii serii a fost de aproximativ 14 km, presupunînd că gradientul geotermic din zona geosinclinală a fost în acea perioadă primară, cînd scoarța terestră era mai subțire, de 20—25°/km.

Din însumarea datelor stabilite mai sus ajungem la concluzia că, coloana stratigrafică a formațiunilor care au luat naștere în vechiul geosinclinal avea o grosime de cel puțin 38 km. Această grosime mare a formațiunilor sedimentare explică și procesele metamorfismului de grad înalt, în zonele profunde din această provincie metamorfică.

Stabilirea unei asemenea grosimi mari a formațiunilor geosinclinalului proterozoc-inferior mai are și o altă consecință, căci ea face neverosimilă admiterea a prea multe cicluri tectonomagmatice care s-ar fi succedat în lungul catenei carpatice și ale căror formațiuni ar fi reprezentate prin roci cu grad înalt de metamorfism, dar cu grosimi reduse. Pentru a se accepta o asemenea idee, ar trebui să se țină seama că pentru a se realiza în fiecare ciclu un asemenea grad înalt de metamorfism, formațiunile fiecăruia ar fi trebuit să aibă o grosime de aproximativ 25—30 km. De asemenea, ar mai trebui să se țină seama și de faptul că odată metamorfozate într-un ciclu anterior, aceste cantități imense de șisturi cristaline ar fi trebuit să fie erodate, astfel ca să se realizeze suprapunerea formațiunilor mezometamorfice peste alte formațiuni mezometamorfice mai vechi, sau să se găsească relicte ale paragenezelor anterioare.

De aceea, ni se pare puțin probabil ca în geosinclinalele mezozoice de exemplu, să se fi depus formațiuni sedimentare cu o asemenea grosime și din acest motiv, este greu de admis că mișcările orogenice mezocretacice au determinat în Alpi un metamorfism regional la nivelul zonei cu disten sau cu almandin, cum s-a presupus.

CONDIȚIILE GEOTECTONICE ÎN CARE A EVOLUAT GEOSINCLINALUL PREBAICALIAN ȘI VÎRSTA FORMAȚIUNILOR

Recent am arătat că datele geocronometrice obținute prin metoda K/Ar în cîteva masive importante din Carpații Meridionali, în care se dezvoltă formațiunile provinciei metamorfice prebaicaliene, nu reflectă vîrsta reală a metamorfismului prebaicalian, ci indică o puternică reluare în mișcările hercinice (D e s s i l a - C o d a r c e a și S a v u, 1967). Pînă la obținerea unor date mai exacte prin metodele Rb/Sr și U/Pb, pentru aprecierea vîrstei seriilor cristaline din această provincie metamorfică este necesar să cercetăm condițiile paleogeografice preexistente for-

Institutul Geologic al României

mării lor şi condiţiile geologice complexe în care au luat naştere. De asemenea, trebuie să recurgem la determinările de microspori fosili sau la datele geocronometrice din regiunile de platformă vecine.

Elementul structural esenţial de pe teritoriul României este catena carpatică arcuită, care leagă Carpaţii nordici cu Balcanii, cuprinzînd

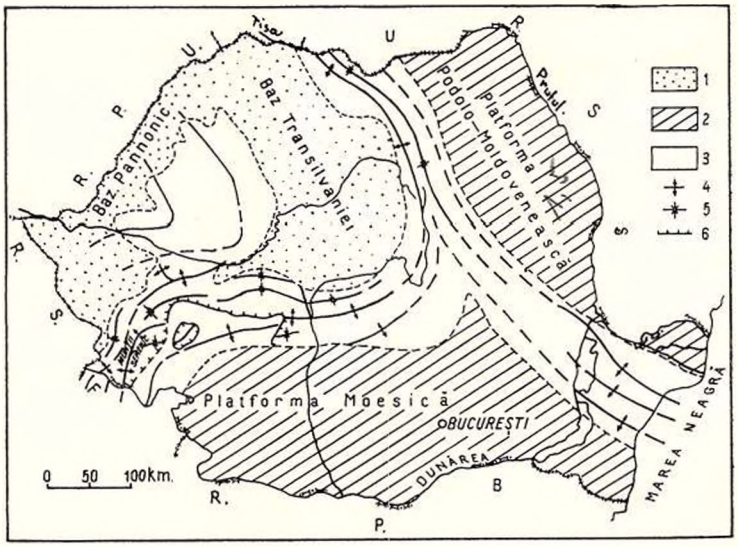


Fig. 6. — Schiţa elementelor structurale primare din terenurile metamorfice şi sedimentare prealpine din România.

1, formaţiuni sedimenatre şi eruptive din bazineleinter- sau intramontane alpine; 2, zone de platformă; 3, zonele mobile care au funcţionat din Precambrian pînă în Neozoic; 4, ax de anticlinal; 5, ax de sinclinal; 6, contacte anormale

Esquisse des éléments structuraux primaires des terrains métamorphiques et sédimentaires prealpins de Roumanie:

1, formations sédimentaires et éruptives dans les bassins inter-ou intramontagneux alpins; 2, zones de plate-forme; 3, zones mobiles qui ont fonctionné depuis le Précambrien jusqu'au Néozoique; 4, axe d'anticlinal; 5, axe de synclinal; 6, contacts anormaux.

la interior o zonă de Zwischengebirge„ reprezentată prin vechiul masiv pannonic. Această catenă este încastrată între două mari zone de platformă rigide: platforma podolo-moldovenească şi platforma moesică (fig. 6).

Cercetările noastre structurale din munţii Semenicului (S a v u, 1965 a) şi munţii Lotrului (S a v u, 1967) au arătat că elementele lineare şi direcţia structurilor din şisturile cristaline ale seriilor din provincia metamorfică prebaicaliană urmăresc întocmai direcţia arcuită a catenei

Institutul Geologic al României

carpatice, formînd sisteme de cute paralele, iar în zonele de curbură structuri în virgație. O orientare paralelă cu acestea au și structurile formate în ciclurile ulterioare — baicalian, hercinic și alpin. De aceea, am ajuns atunci la concluzia (S a v u, 1965 a) că încă din timpurile precambriene, zona mobilă a Carpaților a fost controlată în evoluția sa de nucleele rigide mai vechi ale zonelor de platformă vecine.

Recent, G i u ș c ă et al. (1967) au adus date prețioase asupra vîrstei absolute a regiunilor de platformă din vorlandul carpatic. Pentru formațiunile cristaline mai noi ale zonei de platformă din Moldova, asemănătoare acelora din scutul ucrainean, autorii au determinat prin metoda K/Ar vîrsta de 1 500 milioane ani, arătînd că ele ar fi de vîrstă arhaic-superioară. Seria „feruginoasă", care aparține Orogenului krivoi-rogian, se extinde spre sud pînă la Constanța și s-ar continua după părerea noastră și în platforma moesică.

Din aceste date se degajă concluzia că zonele de platformă din vorlandul carpatic au devenit rigide la sfîrșitul Arhaicului și în consecință, că formațiunile cele mai vechi din lungul zonei mobile a Carpaților, respectiv formațiunile provinciei metamorfice prebaicaliene, care s-au cutat și metamorfozat sub controlul împingerilor acestor zone rigide, sînt mai noi decît Arhaicul superior, deci proterozoice.

În Dobrogea, peste acest fundament arhaic repauzează o serie mezometamorfică mai nouă (634-711 milioane ani), în parte diaftorizată, care după G i u ș c ă et al. (1967 b) ar fi asemănătoare cu șisturile cristaline de aceeași vîrstă din Carpații Orientali și din munții Rahov din Carpații ucrainieni. Asemănarea dintre șisturile mezometamorfice din Carpații Orientali și munții Rodnei, pe care le-am considerat anterior ca cele mai vechi din țară, poate chiar arhaice, și acelea din munții Rahov sau Civcin a fost remarcată de noi încă din 1958 (S a v u și V a s i l e s c u, 1962). Am remarcat de asemenea, corespondența dintre aceste serii și șisturile mezometamorfice din munții Semenicului de care ne ocupăm, precum și dintre acestea din urmă și șisturile cristaline mezometamorfice din munții Gilău, Rez, Preluca și acelea situate sub șisturile verzi din Dobrogea (S a v u, 1965 a). Pe harta geotectonică întocmită de D e s s i l a-C o d a r c e a (1967) aceste formațiuni mezometamorfice, deși sînt separate în două complexe cutate — lotrian și alutian — sînt de asemenea corelate între ele. Așa dar, corelările efectuate atît de noi cît și de alți cercetători, converg în a admite că toate aceste formațiuni sînt echivalente ca vîrstă.

Institutul Geologic al României

Deoarece geosinclinalul prebaicalian a evoluat între cele două nuclee cristaline arhaice — zonele de platformă — formațiunile geologice cărora le-a dat naștere ar trebui să schimbe de facies, pe măsură ce se îndepărtează de aceste vechi „continente". Și într-adevăr, se constată că șisturile cristaline mai apropiate de zonele de platformă, cum sînt cele din platoul Mehedinți, din partea de est a Semenicului, munții Făgăraș și mai ales din munții Lotrului și din partea de sud a munților Sebeșului, sînt constituite preponderent din roci de natură psamitică sau psamopelitică, cum sînt gnaisele cuarțo-feldspatice provenite din rocile arcoziene sau grauwakele formate pe seama materialului detritic, rezultat din erodarea gnaiselor și granitoidelor celor două socluri continentale. Din contră, în șisturile cristaline precambrian-inferioare din regiunile mai îndepărtate de aceste socluri continentale, cum sînt cele din cristalinul de Gilău — Muntele Mare, predomină rocile provenite din materiale pelitice.

Pe baza acestor date se impune o altă concluzie importantă și anume că, zona mobilă a Carpaților, cu o ramură ce se prelungea prin Dobrogea spre est (fig. 6), s-a instalat peste un fundament mai vechi la sfîrșitul Arhaicului sau începutul Proterozoicului. După cum arată K l e i n (1966), o astfel de discordanță se observă și în scutul canadian.

Cercetările întreprinse de noi în anii 1954—1955[5] în diferite zone ale Carpaților Orientali, au arătat pentru prima dată că între seria mezometamorfică, în mare parte diaftorizată și seria epimetamorfică există un hiatus, idee dezvoltată ulterior de alți cercetători. Am demonstrat astfel, că în zona mobilă a Carpaților Orientali fundamentul mezometamorfic (seria I), care este asemănător cu cel din munții Semenicului, s-a sedimentat și a fost metamorfozat într-o fază geosinclinală ce evolua probabil la sfîrșitul Arhaicului, peste care se instalează o nouă fază geosinclinală, a cărei zonă axială este deplasată spre est și în care se depun formațiunile seriei epimetamorfice (seria II-a) asemănătoare cu acelea din munții Poiana Ruscă, după care „Totul este reluat într-o nouă fază de metamorfism, care încrețește puternic și diaftorizează în parte seria I-a, în timp ce seria a II-a este metamorfozată în condiții de epizonă". În acest fel a fost introdus principiul regenerării geosinclinalelor în cercetarea genezei terenurilor metamorfice.

Contrar părerilor admise pînă atunci, că toate șisturile cristaline epimetamorfice din Carpații Orientali ar fi de vîrstă paleozoică, noi am arătat că această serie este mai veche (S a v u și V a s i l e s c u, 1962),

[5] H. S a v u Raport geologic asupra regiunii Roșu-Șarul Dornei (pag. 10—11). 1955. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

ulterior dovedindu-se că ea este rifeană (Iliescu și Dessila-Codarcea, 1965). Vîrsta rifean-superioară a seriilor epimetamorfice care repauzează discordant peste formațiunile ciclului prebaicalian a fost stabilită și în munții Cibin (Dessila-Codarcea, 1965), Poiana Ruscă, Bihor (Giușcă, Savu, Borcoș,1967), precum și în Dobrogea (Iliescu și Mutihac, 1965). Vîrsta absolută a intruziunilor de Codru este de 545 milioane ani, iar a șisturilor verzi din Dobrogea de 542—596 milioane ani.

Aceste date conduc la concluzia că formațiunile mezometamorfice prebaicaliene au luat naștere în cursul evoluției geosinclinalului ce s-a instalat în zona mobilă a Carpaților la începutul Proterozoicului și au fost cutate și metamorfozate, ca și seria mezometamorfică de sub șisturile verzi din Dobrogea, descrisă de Giușcă et al. (1967 b), la sfîrșitul Rifeanului mediu, probabil în timpul orogenezei gothice, eventual în timpul unei orogeneze carpatice mai recente (?). Această concluzie este susținută și de faptul că în calcarele rubanate ale seriei mezometamorfice din Carpații Orientali s-au determinat spori fosili precambrieni (Iliescu și Dessila-Codarcea, 1965), ceea ce exclude posibilitatea ca între încheierea ciclului prebaicalian și începutul celui baicalian să fi trecut o perioadă de timp prea mare și cu atît mai puțin să se poată admite o fază de platformă, cum s-a crezut (Ionescu, 1962; Rădulescu, 1967). Aceasta mai rezultă și din analiza discordanței dintre formațiunile ciclului baicalian și fundamentul prebaicalian atît din Carpații Orientali, cît și din munții Banatului de vest, la care se constată că nicăieri șisturile baicaliene nu stau direct peste șisturi cu sillimanit, ci numai peste formațiunile zonei cu granat și biotit retromorfozate, ca și cum ar fi vorba de o tranziție între ele, fapt care a împiedicat pe mulți cercetători să observe acest hiatus. Situația aceasta demonstrează că eroziunea dinaintea ciclului baicalian a fost slabă și de scurtă durată, cele două faze geosinclinale succedîndu-se rapid în aria aceleiași zone mobile.

Ultima constatare a reieșit clar și din faptul că elementele structurale atît ale formațiunilor baicaliene, cît și ale celor paleozoice și chiar mezozoice sau terțiare au aproximativ aceeași orientare, ca și cele ale șisturilor cristaline prebaicaliene, urmărind împreună direcția catenei carpatice în toate sectoarele sale, respectiv marginile celor două zone de scut (fig.6). Concordanța elementelor structurale ale formațiunilor celor patru cicluri tectono-magmatice este determinată de fenomenul de cutare coaxială (Turner și Weiss, 1963), generat de mișcările orogenice ale acestor cicluri, care au fost însă toate controlate de aceleași condiții geologice majore, create de împingerile laterale ale celor două

Institutul Geologic al României

nuclee rigide de platformă. Aceasta ar constitui după părerea noastră un fenomen de consecvenţă tectonică.

După cum am arătat cu altă ocazie (S a v u, 1965 a), în această configuraţie tectonică majoră, structura în virgaţie a cristalinului Semenicului ocupă o poziţie nodală, ea reprezentînd zona în care numeroasele cute paralele ale Carpaţilor Meridionali se unesc spre a forma o structură anticlinală importantă cu intruziuni granitoide în zona axială, structură care face astfel legătura cu Balcanii.

Aceste observaţii demonstrează că zona mobilă a Carpaţilor, care a început să evolueze la începutul Proterozoicului, nu a încetat să funcţioneze şi nu şi-a pierdut mobilitatea, chiar dacă între diferitele cicluri sau în cuprinsul lor apar lacune stratigrafice, decît după încheierea ciclului alpin. Această caracteristică esenţială a zonei mobile carpatice întrevăzută de noi din anul 1955, se pare că nu a fost pe deplin sesizată de toţi cercetătorii acestor terenuri metamorfice, ceea ce a dat naştere la diferite interpretări privind evoluţia lor. Cu fiecare ciclu însă, intensitatea metamorfismului a scăzut, astfel că mişcările terţiare nu au mai avut nici un efect asupra formaţiunilor sedimentare, fapt care sugerează că, în dezvoltarea geologică a unei zone mobile procesul metamorfic are şi el o evoluţie istorică, legată de evoluţia zonei mobile şi de cea a însăşi scoarţei terestre.

În acest context general ne apare acum mai clară şi vîrsta prebaicaliană a formaţiunilor celor două serii metamorfice din munţii Semenicului. Dată fiind continuitatea de sedimentare şi de metamorfism a acestor două serii, considerăm că în zona tectonică de Miniş din unitatea getică separată de Codarcea (1940), seria de Miniş şi echivalentele ei de la sud de Bozovici trebuie să fie atribuite ciclului prebaicalian ca şi formaţiunile seriei de Sebeş-Lotru. Ciclului baicalian i s-ar putea atribui eventual numai seriile epimetamorfice separate de S t r e c k e i s e n (1933), pe care S l a v i n (1957) le-a considerat că aparţin Rifeanului[6].

Apariţia unor mase mai importante de ortoamfibolite la diferite nivele ale stivei de şisturi cristaline, determinate de intensificarea în anumite momente a activităţii magmatismului iniţial al zonei geosinclinale, nu este un motiv sigur care să îndreptăţească repartizarea acestor formaţiuni la mai multe cicluri tectonomagmatice.

[6] H. S a v u. Studiul stratigrafic şi structural al părţii de vest a munţilor Semenic. 1966. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

SUCCESIUNEA IZOGRADELOR DE METAMORFISM ȘI PARAGENEZELE DE MINERALE CARACTERISTICE

Noțiunea de facies metamorfic stabilită de E s k o l a (1915), a fost dezvoltată ulterior de T i l l e y (1924—1925), T u r n e r (1949), F y f e, T u r n e r și V e r h o o g e n (1958) și mai recent de W i n k l e r (1965) și L a m b e r t (1965). În plus, s-a trecut la divizarea faciesurilor în subfaciesuri metamorfice, al căror număr a început să crească vertiginos, făcînd imposibile încercările de a generaliza aceste date. Contra acestor exagerări au luat poziție recent F y f e și T u r n e r (1966), propunînd repartizarea fenomenelor metamorfice la unsprezece faciesuri clasice, bine determinate prin cercetările termodinamice experimentale.

Problema care se ridică, este dacă observațiile făcute pînă acum în încercările de subdivizare a faciesurilor sînt cu totul nefolositoare, sau dacă ele nu sînt valabile în unele regiuni clasice, iar exagerările apărute să fi fost determinate de aspectele particulare ale acestor fenomene generale, influențate de factori locali, care nu au fost luați în considerație în generalizările făcute de diferiți cercetători, ca de exemplu, compoziția chimică a rocilor care este foarte variabilă în formațiunile de geosinclinal, metamorfismul de contact sincinematic, soluțiile migmatice și postmetamorfice, etc.

De aceea, considerăm că ar trebui să se cerceteze în continuare anumite regiuni metamorfice clasice atît din punct de vedere geologic, cît și termodinamic și să se stabilească provincii (serii) metamorfice tip, la care să se refere rezultatele obținute în alte regiuni, făcîndu-se deosebirea între caracteristicile generale și cele particulare, ca și în cazul provinciilor eruptive. În acest sens încercarea lui M i y a s h i r o (1961) este binevenită, dar analizînd observațiile acestui cercetător și cele mai recente ale lui C h i n n e r (1966), este necesar să se stabilească și în aceste provincii cît datorează ele exclusiv metamorfismului regional și cît celui de contact sincinematic.

În această privință provincia metamorfică a Semenicului întrunește, după cum se va vedea, condițiile unei provincii metamorfice de tipul B a r r o w din munții Grampian ai Scoției, cercetată de B a r r o w (1912) și T i l l e y (1924), ea încadrîndu-se în seria de faciesuri standard disten-sillimanit a lui M i y a s h i r o (1961). De aceea, noi am separat pe teren izogradele de metamorfism în sensul creșterii acestuia, sub formă de zone de stabilitate a mineralelor index, ca : biotit ± clorit, almandin, staurolit, disten + staurolit, disten și sillimanit (S a v u, 1965 a; S a v u

Institutul Geologic al României

et al., 1967 a), comparîndu-le cu subfaciesurile stabilite de Turner și Verhoogen (1960) și de Winkler (1965).

a) Zona cu biotit

În condițiile zonei cu biotit, care are o grosime de aproximativ 1 500 m, sînt metamorfozate formațiunile seriei de Miniș, din partea de sud a munților Semenic (pl.VII și X). În rocile de origine sedimentară reprezentate prin micașisturi cuarțitice, cuarțite micacee și șisturi cuarțitice cu amfiboli, sînt caracteristice următoarele asociații de minerale:

(1) Cuarț (30 — 70%) — biotit (— clorit) — muscovit — plagioclaz (— grafit).
(2) Cuarț (80 — 95%) — biotit (— clorit) — muscovit.
(3) Cuarț (75 — 85%) — biotit (— clorit) — plagioclaz — actinolit (— grafit).

Biotitul, mineral critic în această zonă, este o varietate cu următorul pleocroism: $Ng = Nm$ = brun-gălbui; Np = gălbui. El coexistă uneori cu lamele de clorit, de obicei clinoclor.

Rocile bazice din această zonă conțin și ele asociația:

(4) Hornblendă — epidot — clorit — plagioclaz — calcit — cuarț (— sfen — magnetit).

Amfibolul este un actinolit cu următoarele caracteristici: Ng = verde-albăstrui; Nm = verde; Np = verzui gălbui; $cNg = 15°$.

În benzile carbonatice subțiri care se intercalează între aceste formațiuni apare de obicei parageneza:

(5) Calcit — cuarț.

Corpurile de roci ultrabazice de dimensiuni reduse care se găsesc în partea de est a teritoriului în care se dezvoltă seria de Miniș, unde au fost cercetate anterior și de Neacșu și Bîră (1962), sînt transformate în cea mai mare parte în serpentinite. În ele se întîlnește frecvent următoarea asociație de minerale:

(6) Olivină — diopsid — antigorit — serpofit — crizotil — actinolit — tremolit — clorit — talc — carbonați (— magnetit).

Olivina și diopsidul sînt minerale relicte din rocile eruptive primare, reprezentate prin peridotite sau prin lherzolite, ortopiroxenul acestora din urmă fiind indicat de prezența bastitului în unele serpentinite de pe valea Pucina.

Între corpurile ultrabazice metamorfozate regional în condițiile zonei cu biotit este mai interesant cel de pe valea Pîrvovei (Cățelii), situat

Institutul Geologic al României

în baza seriei de Miniș, în apropierea limitei cu seria de Sebeș-Lotru, respectiv în apropierea limitei cu zona almandinului. Acest corp este transformat în talc, asociația de minerale cea mai caracteristică fiind următoarea:

(7) Talc—clorit—carbonați—metaxit (—crizotil—magnetit).

Mineralele prezente în paragenezele (6) și (7) arată că procesul de transformare a rocilor ultrabazice a putut începe printr-un proces de autometamorfism, sub acțiunea soluțiilor postmagmatice bogate în SiO_2. Uneori se remarcă un început de listvenitizare, ceea ce presupune și un aport de CO_2, care a condus la înlocuirea rocii cu carbonați de magneziu. Aceste transformări reies clar din analizele chimice ale rocilor transformate în talc, pe care le redăm în tabelul 1 după G h e r u c i et al[7]. Se constată astfel că, conținutul de SiO_2 din rocile ultrabazice transformate în talc este în toate cazurile mult mai ridicat decît în dunitele sau peridotitele proaspete. Valori ridicate se remarcă și pentru H_2O și CO_2, componenți ai rocilor ultrabazice înlocuite cu talc sau ai listvenitelor, pierduți la calcinare.

TABELUL 1

Compoziția chimică a rocilor cu talc din seria de Miniș

Numărul	1	2	3	4	5	6
Locul de colectare a probei	Lentila de pe afluentul drept al ogașului Pucina	Lentila I Ogașul Pucina	Lentila II Ogașul Pucina	Lentila Dealul Dosu Mare	Lentila Valea Craiova	Lentila Valea Craiova
SiO_2	57,0	47,30	43,95	57,21	73,16	48,46
Fe_2O_3	4,96	4,13	4,13	4,96	2,92	6,08
Al_2O_3	3,74	5,22	6,27	5,49	—	4.72
CaO	2,90	1,30	2,17	0,39	2,98	0,73
MgO	25,13	30,28	29,09	27,40	14,67	29,08
Pierdere la calcinare	5,90	11,90	13,70	4,15	6,98	10,48
Total	99,63	100,13	99,31	99,60	100,71	99,55

La contactul dintre corpul ultrabazic și micașisturile cuarțitice s-a format o zonă de reacție cu grosime redusă.

Această zonă constituită din biotitite este asemănătoare zonelor monominerale de reacție, descrise de R e a d (1934) în regiunea Unst din Shet-

[7] O. G h e r u c i, V. S e r a f i m o v i c i, C. P a r a s c h i v e s c u. Raport asupra prospecțiunilor geologice din regiunea Mehadia-Topleț-Pîrvova (Banatul de Sud). 1963. Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

land şi acelora formate la contactul corpurilor de roci ultrabazice cu şisturile cristaline ale Lewisianului pînzei de Moine din Skye, descrise recent de M a t t h e w s (1967). Ultimul cercetător arată că astfel de zone monominerale se pot forma prin reacţia dintre cele două roci în condiţiile de PT ale metamorfismului regional, acest proces fiind controlat de difuziunea ionilor de Mg. În cazul de faţă, zona de biotitite a luat naştere prin difuziunea Mg din roca bazică şi a Si, Al şi K din şisturile cristaline înconjurătoare, conform schemei din fig. 7.

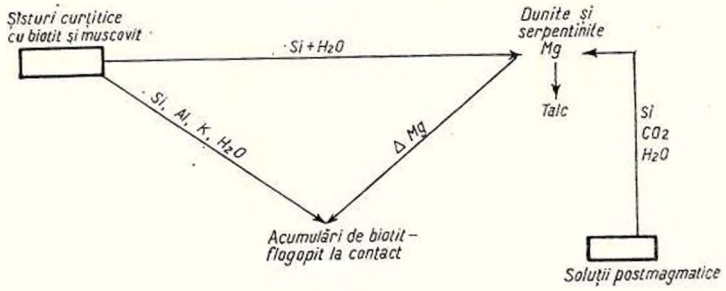


Fig. 7. — Schema proceselor de reacţie dintre rocile ultrabazice şi şisturile cristaline din zona cu biotit.

Schéma de processus de réaction entre les roches ultrabasiques et les schistes cristallins de la zone à biotite.

În interiorul corpului ultrabazic am arătat că talcul coexistă cu cloritul, biotitul fiind absent. După M a t t h e w s (1967), stabilitatea cloritului şi a biotitului este controlată de conţinutul de Al, K şi H_2O din roca ce se metamorfozează. Prezenţa acestor elemente în zona de reacţie a condus la formarea biotitului, iar absenţa lor în interiorul corpului ultrabazic, unde nu au putut pătrunde, a făcut să se menţină în aceleaşi condiţii de PT parageneza (7). Coexistenţa celor două mase de roci — una cu biotit şi alta cu clorit — în aceeaşi zonă metamorfică este uşor de înţeles, dacă ţinem seamă şi de faptul că aceste două minerale coexistă ele însile chiar şi în rocile silico-aluminoase ale seriei de Miniş, ca şi în regiunea Otago (B r o w n, 1967). Şi tocmai asociaţiile minerale din aceste roci definesc în mod normal această zonă de metamorfism.

Asociaţiile de minerale din şisturile cuarţitice cu biotit şi din şisturile amfibolice din această zonă indică ceea ce s-a numit subfaciesul biotit-clorit (T u r n e r, 1949) sau cuarţ—albit—epidot—biotit (T u r n e r, V e r h o o g e n, 1960), indicat cu $B_{1,2}$ de W i n k l e r (1965). Ultimul cercetător consideră că metamorfismul în acest subfacies are loc la T =

Institutul Geologic al României

= 450—470°C. Presiunea litostatică la nivelul acestei zone a fost de aproximativ 4 Kb.

Considerînd cele trei faciesuri principale separate în terenurile metamorfice de Eskola încă din 1915 — şisturi verzi, albit—epidot-amfibolitic şi amfibolitic — asupra cărora s-a revenit în ultimul timp (Fyfe, Turner, 1966), după o perioadă în care al doilea facies fusese inclus în primul, se constată că nu există un acord general în privinţa faciesului la care se repartizează zona cu biotit. Eskola (1939) şi Turner (1949) au repartizat-o faciesului şisturilor verzi, în timp ce Barth (1952) şi Ramberg (1952) au înglobat şisturile cu biotit la faciesul amfibolitelor cu epidot.

Este deci foarte mult dezbătută limita dintre aceste două faciesuri metamorfice şi se pare că autorii cînd o definesc, au în vedere pe lîngă datele experimentale, şi situaţii de teren din anumite regiuni mai bine cercetate. Dar, după cum au arătat Myiashiro (1961) şi Velicoslavinskii (1965), condiţiile de PT variază de la o regiune la alta sau, după cum a demonstrat Chinner (1966), chiar şi în cadrul aceleiaşi regiuni. Şi dacă ţinem seamă şi de faptul că o serie de roci premetamorfice a fost mai bogată în Ca, alta în Mg, iar alta în Al sau în Fe, chiar în condiţii de PT uniforme, asociaţiile de minerale rezultate vor fi diferite de la un loc la altul. În astfel de situaţii, minerale ca epidotul, biotitul, almandinul sau staurolitul şi silicaţii de aluminiu ar putea să apară în condiţii de PT mai slabe decît condiţiile în care ar apărea ele într-o serie metamorfică cu compoziţie chimică normală-standard. De aici probabil şi deosebirile de vederi asupra limitei dintre cele două faciesuri.

Pe baza acestor considerente, noi am fi tentaţi să atribuim zona cu biotit mai de grabă faciesului albit—epidot—amfibolitic decît faciesului şisturilor verzi, acestuia din urmă urmînd să-i revină numai zona cu clorit, care în munţii Highiş-Drocea de exemplu, se dezvoltă pe întinderi vaste (Savu, 1965 b). Am opta pentru o asemenea repartizare şi pentru faptul că rocile bazice din zona cu biotit sînt reprezentate de obicei prin amfibolite cu albit şi epidot şi mai ales pentru motivul că zonele cu biotit şi cu granat se asociază de regulă în natură.

În imediata apropiere a plutonului granitoid sinorogen de la Poniasca, formaţiunile seriei de Miniş sînt transformate în roci de contact sincinematic, puternic biotitizate. Lăţimea zonei metamorfismului de contact este îngustă şi se poate stabili destul de exact.

Institutul Geologic al României

Mult mai intens a fost metamorfismul de contact din jurul micilor intruziuni banatitice care străbat aceste formaţiuni, în special în jurul aceleia de pe pîrîul Alibeg, unde alternanţele fine de şisturi cristaline sînt transformate în corneene rubanate. În acelaşi eşantion se constată că benzile cuarţo-feldspatice trec în corneene cu diopsid, iar cele formate din amfibolite se transformă în corneene cu amfiboli. Intercalaţiile de şisturi silico-aluminoase se transformă în corneene cu cordierit sau andaluzit[8]. Şi în acest caz metamorfismul de contact se poate delimita cu precizie de cel regional.

Deosebirea dintre acţiunea de contact mai slabă a intruziunilor sinorogene şi aceea mai intensă a celor banatitice-postorogene constă în faptul că primele pierd o cantitate importantă din temperatura lor de formare în drumul lent spre suprafaţă, pe cînd celelalte, fiind plutoni de fractură puşi în loc mai rapid, şi-au menţinut o temperatură foarte apropiată de aceea la care a avut loc anatexia, din care a rezultat magma, de exemplu 710°C la Săvîrşin (S a v u, V a s i l i u, 1966).

b) Zona cu granat — almandin

Zona cu granat se situează sub zona cu biotit, apărînd în ambele flancuri ale sinclinalului în care se dezvoltă seria de Miniş. Ea indică un grad de metamorfism mai ridicat, dar are o grosime mai redusă (aproximativ 700 m) şi se suprapune peste partea cea mai superioară a formaţiunilor complexului micaşisturilor din seria de Sebeş-Lotru (pl. X).

Asociaţia de minerale cea mai caracteristică în rocile pelitice este :

(1) Biotit (±clorit)—muscovit—almandin—cuarţ—plagioclaz (—minerale opace).

Mai rar se întîlneşte asociaţia cu cloritoid :

(2) Muscovit—cloritoid—almandin—cuarţ—biotit—plagioclaz.

În cuarţite este frecventă asociaţia :

(3) Cuarţ (75—80%)—plagioclaz—muscovit—biotit.

Granatul este mineralul critic în această zonă. El se prezintă sub formă de porfiroblaste de obicei cu dimensiuni reduse, care conţin numeroase incluziuni de magnetit şi rutil. Cercetările anterioare (S a v u et al., 1967 a) au indicat că el are următoarea compoziţie : Alm 78,3 And 1,0 Gros 9,6 Pyr 8,7 Spes 2,4. Poziţia structurii *Si* arată că granatul a fost rotit în timpul metamorfismului şi că el s-a dezvoltat sincinematic (pl. IV, fig. 1).

[8] H. S a v u. Studiul structural şi petrologic al granitoidelor din bazinul văii Poniasca (Munţii Semenicului). 1967. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Compoziția chimică a unui micașist cu granat și cloritoid, redată după Savu și Vasiliu[9], este următoarea:

Proba nr. 64 N. Micașist cu granați și cloritoid. Valea Nerei

SiO_2	51,43	Na_2O	1,94	Valorile AKF
Al_2O_3	27,48	K_2O	4,85	A = 55,8
Fe_2O_3	1,91	TiO_2	1,32	K = 15,8
FeO	4,04	P_2O_5	0,12	F = 28,4
MnO	0,07	H_2O (+105°C)	3,89	
MgO	1,90	S	urme	
CaO	0,56	Total	99,51	

Proiecția acestei roci pe diagrama AKF din fig. 8, arată că ea corespunde întocmai paragenezei (2).

Cloritul care în această zonă apare foarte rar în asociație cu biotitul și granatul, pare să fie secundar în cea mai mare parte. De altfel Yoder (1955) și Atherton (1964) au arătat că cloritul dispare în izogradul granatului. El este probabil produsul dezechilibrului chimic în stadiul final al metamorfismului, cînd soluțiile sinmetamorfice reziduale

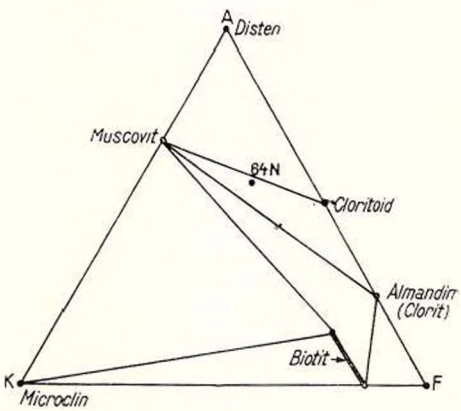


Fig. 8. — Diagrama AKF pentru micașisturile din zona cu granat.

Diagrmame AKF des micaschistes dans la zone à grenat.

și cu compoziție chimică modificată, afectează rocile metamorfice prin care circulă, modificîndu-le în oarecare măsură paragenezele primare formate în cursul etapei progresive a metamorfismului, în sensul dat de Maslenicov et al. (1963). Acest proces de metamorfism regresiv, deși slab, are după cum vom vedea, o dezvoltare regională.

[9] H. Savu, Cecilia Vasiliu. Studiul geochimic al granitoidelor din regiunea Poniasca. I. Elemente majore. 1966. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

În condițiile creșterii intensității metamorfismului progresiv, în această zonă încep să se manifeste și primele procese de mobilizare a materialului cuarțo-feldspatic din rocile bogate în astfel de componenți. Iau naștere gnaisele și micașisturile nodulare, ai căror noduli sînt constituiți din cristaloblaste sau mici cumuloblaste de feldspat plagioclaz (An 18), cu diametru de 4—5 mm (pl. III, fig. 1). Aceste porfiroblaste sînt puternic ciuruite de incluziuni de cuarț corodat și de lamele de mice, care alcătuiesc structura helicitică și indică faptul că feldspatul a cristalizat în stadiul final al metamorfismului, suferind uneori deformații paracristaline (Read, 1957). Analiza chimică a unei astfel de roci este următoarea:

Proba nr. 77 Mc. Gnais nodular. Pîrîul Verendinului

SiO_2	63,15	CaO	1,75	MnO	0,34
Al_2O_3	15,82	Na_2O	1,97	CO_2	lipsă
Fe_2O_3	1,60	K_2O	3,10	S	0,11
FeO	5,76	TiO_2	0,30	H_2O (+105°C)	0,25
MgO	3,60	P_2O_5	0,34	H_2O (−105°C)	1,50
				Total:	96,60

Analist: Al. Dănciulescu

Asociațiile de minerale din rocile de origine pelitică, precum și parageneza caracteristică în amfibolitele acestei zone — (4) hornblendă verde plagioclaz—cuarț (—magnetit)—arată că metamorfismul ei s-a realizat în condițiile subfaciesului cuarț—albit—epidot—almandin (Turner și Verhoogen, 1960), indicat cu $B_{1.3}$ de către Winkler (1965). Temperatura la care a luat naștere a fost cuprinsă între aceea a zonei cu biotit și aproximativ 545°C, iar presiunea între 4 și 4,5 Kb.

Strens (1965) a arătat pe cale experimentală că epidotul, mineral critic pentru faciesul albit—epidot—amfibolitic, este stabil la $T \geqslant 550°C$ și $P = 4$ Kb. În privința faptului că zona cu almandin aparține faciesului albit—epidot—amfibolitic nu sînt discuții și toți cercetătorii admit acest lucru.

c) Zona cu staurolit

Această zonă urmează în adîncime pe aproximativ 1000 m sub zona cu almandin, al cărui contur îl urmărește aproape paralel (pl. X), afectînd de asemenea partea superioară a complexului micașisturilor din seria de Sebeș-Lotru.

Institutul Geologic al României

Asociația de minerale cea mai caracteristică din rocile pelitice este următoarea :

(1) Muscovit—biotit—staurolit—almandin—cuarț
(— minerale opace).

Staurolitul formează cristaloblaste de dimensiuni reduse sau porfiroblaste, uneori cu conture cristalografice clare (pl. IV, fig. 3 și 4).

Granatul se întîlnește mai frecvent decît în zona cu almandin și de obicei sub formă de porfiroblaste mai larg dezvoltate, care conțin adesea incluziuni de magnetit și rutil numai pe margini, în timp ce partea centrală este limpede sau conține numai incluziuni de cuarț cu contur neregulat, uneori și lamele de biotit și muscovit. Este interesant de remarcat faptul că incluziunile de cristale de rutil extrem de fine sînt foarte numeroase în porfiroblastele de granat, în timp ce cristalele de rutil din masa rocii sînt mult mai rare, dar au dimensiuni mai mari, ceea ce presupune că în timpul metamorfismului progresiv primele nuclee de cristale formate nu se mențin, ci recristalizează în altele mai puține la număr.

În unele porfiroblaste de granat incluziunile prezintă o dispoziție zonară, iar în altele ele apar numai în partea centrală a acestora (pl. IV, fig. 2). Această dispoziție a incluziunilor ar putea sta în legătură cu aportul ritmic de substanță ce cristaliza în porfiroblast sau în apropierea acestuia, deoarece cercetările recente cu ajutorul microsondei electronice au arătat că în general, granații din rocile metamorfice prezintă structură zonară, care nu poate fi pusă în evidență cu mijloacele obișnuite de cercetare. B r o w n (1967) a demonstrat că în regiunea Otago din Noua Zeelandă, gradul de zonare a granatului scade cu creșterea gradului de metamorfism

La granații cu incluziuni în zona centrală dar cu margini limpezi, incluziunile din nucleu prezintă o structură *Si* evident diferită de *Se* din roca gazdă, demonstrînd astfel că structura din interiorul lor a luat naștere în timpul deformațiilor plastice (Z w a r t, 1962), iar zona marginală limpede s-a format în condiții mai puțin dinamice, în faza finală a metamorfismului (pl. IV, fig. 1).

Ca și în zona cu granat, în această zonă se dezvoltă procesele de mobilizare a materialului cuarțo-feldspatic, dar mai intens, ceea ce conduce la fenomene de migmatizare din care rezultă gnaise și micașisturi nodulare, cu care se asociază și migmatite oculare în stadiul incipient de formare.

În astfel de roci, ca și în migmatitele din celelalte complexe, granații reacționează cu soluțiile migmatice și sînt înlocuiți parțial sau total cu

Institutul Geologic al României

alte minerale (pl. V, fig. 1). Astfel, în unele cazuri se formează granaţi „atol", care prezintă un nucleu înlocuit cu lamele de biotit şi muscovit, înconjurate de o „barieră" de granat (pl. V, fig. 2). Dizolvarea granatului poate fi considerată după R a s t (1965) ca reversul creşterii, deci ca un stadiu care precede nuclearea şi creşterea biotitului şi muscovitului. S-ar putea chiar ca procesul să se fi manifestat ritmic şi anume, s-a format mai întîi un nucleu de granat, care este înlocuit cu mice, după care urmează o puternică accelerare a cristalizării granatului peste nucleul înlocuit sau pe cale de a fi înlocuit.

E r n s t (1963) a arătat că în condiţiile metamorfismului progresiv, biotitul din micaşisturi se formează în mod obişnuit prin reacţia dintre muscovitul relativ bogat în mafite şi clorit, pentru a produce muscovit mai puţin mafic şi biotit. O explicaţie asemănătoare atribuie şi W i n k l e r (1965) acestui proces. În cazul de faţă, biotitul ia naştere prin acţiunea soluţiilor migmatice bogate în siliciu, potasiu şi aluminiu asupra granatului după relaţia:

$$\text{Granat} + SiO_2 + K_2O + Al_2O_3 \longrightarrow \text{biotit} + \text{muscovit}.$$

O transformare apropiată de aceasta au suferit şi granaţii din zona metamorfică următoare şi din aureola de contact a unei intruziuni banatitice din apropiere de Luncaviţa. Deosebirea dintre aceste două procese de înlocuire a granatului cu biotit constă în faptul că, în ultimul caz transformarea se produce cu distrugerea mineralului primar şi formarea unui cuib de lamele fine de biotit, a cărui formă nu o mai păstrează pe cea iniţială a granatului. Cînd procesul de migmatizare este mai intens, ca în complexele inferioare ale seriei de Sebeş-Lotru, granatul poate fi înlocuit cu granule de cuarţ, feldspaţi şi lamele de biotit şi muscovit, menţinîndu-se uneori şi forma acestuia.

Asociaţiile de minerale din rocile pelitice din această zonă, în care staurolitul apare ca mineral critic, arată că ea corespunde la ceea ce T u r n e r şi V e r h o o g e n (1960) au denumit subfaciesul staurolit — almandin, notat de W i n k l e r (1965) cu $B_{2.1}$ şi atribuit faciesului amfibolitelor definit de E s k o l a (1939).

Încă din anul 1949, T u r n e r separa în cadrul faciesului amfibolitelor subfaciesul staurolit — disten, prezentînd ca asociaţii de minerale caracteristice paragenezele pe care le vom vedea în zona următoare din provincia metamorfică a munţilor Semenic. Totuşi R a m b e r g (1952), citînd lucrări mai vechi ale lui V o g t şi E s k o l a, consideră că micaşisturile cu disten şi staurolit aparţin la faciesul epidot-amfibolitic,

Institutul Geologic al României

pentru motivul că amfibolitele asociate lor pot să conțină uneori un mineral din grupa epidotului și anume, clinozoizitul. Acest mineral se pare însă, că este stabil în cadrul faciesului amfibolitic la temperaturi mult mai mari și deci nu poate fi luat, în aceste condiții, ca mineral critic pentru stabilirea limitei superioare a faciesului albit — epidot — amfibolitic.

De asemenea, prezența distenului, mineral cu limite largi de stabilitate în condițiile metamorfismului progresiv, a fost semnalată în zona

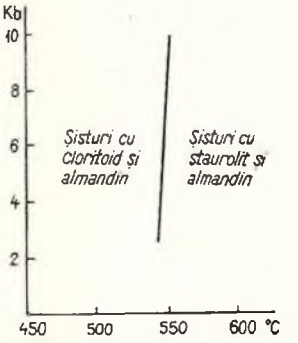


Fig. 9. — Diagrama de echilibru pentru reacția cloritoid + silicat de Al = staurolit + cuarț + apă, după H o s c h e k (1967), simplificată.

Diagramme d'équilibre concernant la réaction chloritoïde + silicate d'Al = staurotide + quartz + eau, selon H o s c h e k (1967), simplifié.

cu granat (B e a r t h, 1952) și chiar și în aceea cu cloritoid (Ș a v u et al., 1967 b), dar este vorba, cel puțin în ultimul caz, de formarea lui în roci foarte bogate în Al_2O_3. De aceea, considerăm că nici distenul nu poate constitui prin el însuși, fără a fi în parageneză cu staurolitul sau în raporturi de succesiune cu acest mineral sau cu sillimanitul, mineralul critic pentru stabilirea limitei inferioare a faciesului amfibolitelor. W i n k l e r (1965) arată că limita inferioară a faciesului amfibolitic este marcată de plagioclaz, care în partea superioară a subfaciesului cuarț—albit —epidot—almandin este mai bogat în Na, iar în subfaciesul staurolit—almandin el se îmbogățește în Ca, ajungînd la oligoclaz—almandin (An 25—An 40).

Noi considerăm că limita inferioară a subfaciesului staurolit—almandin și deci și a faciesului amfibolitelor, trebuie să fie fixată la limita dintre zona cu granat și zona cu staurolit, ultimul mineral avînd limite de stabilitate mult mai restrînse. Condițiile de PT ale acestei limite ar putea fi redate de relația :

Cloritoid + silicat de Al = staurolit + cuarț + apă stabilită pe cale experimentală de H o s c h e k (1967) la T = 545 ± 20°C și presiunea variind între 4 și 8 Kb, conform diagramei din figura 9. Presiunea litostatică din cuprinsul acestei zone a fost de aproximativ 4,5—5 Kb.

Institutul Geologic al României

d) Zona cu disten și staurolit

Spre deosebire de celelalte zone metamorfice din provincia munților Semenic, zona cu disten și staurolit, care urmează în adîncime zonei cu staurolit, este mult mai largă, ea ocupînd mai mult de jumătate din suprafața regiunii. Grosimea ei este foarte mare (pl. VIII), întrucît ea se suprapune peste cea mai mare parte a complexului micașisturilor, peste complexul amfibolitelor și al formațiunii manganifere, precum și peste cea mai mare parte a complexului paragnaiselor și al gnaiselor cuarțo-feldspatice (pl. X). În acest fel ea ajunge la o grosime de aproximativ 15 km.

Mineralele critice din această zonă sînt atît staurolitul din zona de metamorfism de deasupra, cît și distenul din zona metamorfică inferioară.

În funcție de compoziția chimică inițială a numeroaselor varietăți de roci din cele trei complexe metamorfozate la nivelul acestei zone, asociațiile de minerale rezultate sînt foarte diferite. Astfel, în rocile pelitice sînt frecvente asociațiile următoare (S a v u et al., 1964):

(1) Cuarț—disten—staurolit — almandin — muscovit (—plagioclaz biotit—rutil).

(2) Cuarț—staurolit—almandin—muscovit—plagioclaz—biotit.

Aceste parageneze se aseamănă foarte mult cu unele asociații de minerale descrise de P h i n n e y (1963) în șisturile cristaline din insula St. Paul din Nova Scoția. Asociația rocilor cu staurolit și a celor cu disten a fost descrisă și de S c h r e y e r și C h i n n e r (1966) în regiunea Rio Ariba din New Mexico, precum și de alți cercetători în alte regiuni de pe glob.

Staurolitul apare tot sub formă de porfiroblaste ca și în zona anterioară și este de obicei asociat cu disten și almandin.

Granatul formează de asemenea porfiroblaste cu numeroase incluziuni de rutil, magnetit și cuarț, ca și cele din zona cu staurolit. Se demonstrează în aceste cazuri cele susținute de R a m b e r g (1952), care ajunge la concluzia că granații includ în timpul creșterii lor granulele de cuarț din rocă, dar resping lamelele de mică (pl. IV, fig. 2), care datorită presiunii de creștere a acestora sînt deformate, așa cum arată și Z w a r t (1962). Uneori întregul cristal este ciuruit, alteori incluziunile sînt mai numeroase în zona marginală, care capătă structură poikiloblastică, indicînd după R a s t (1965) o accelerare a creșterii mineralului (pl. V, fig. 4). Adesea, incluziunile de cuarț cresc în dimensiuni de la centru spre margini, ceea ce presupune o dezvoltare succesivă a granatului, care este mai rapidă în stadiul final al cristalizării (H a r r i s și R a s t, 1960).

Institutul Geologic al României

Frecvența mai mare a granaților în anumite strate de șisturi cristaline din complexele metamorfozate se explică prin compoziția chimică deosebită a rocilor inițiale din aceste intercalații, care a favorizat nuclearea și dezvoltarea mai rapidă a mineralului.

Compoziția granatului din zona cu disten și staurolit este următoarea: Alm 78,6 And 4,6 Pyr 15,0 Spes 1,8

Biotitul este prezent în toate rocile, dar apare în cantități variabile. El are următoarea formulă structurală:

$(K_{0,82}\ Na_{0,05}\ Ca_{0,01})\ 0,88\ (Fe^{2+}_{1,01}\ Mg_{1,16}\ Al_{0,51}\ Fe^{3+}_{0,23}\ Ti_{0,09})\ 3,00\ (Al_{1,27}\ Si_{2,73})\ 4,00\ (OH_{1,33}\ F_{0,53})\ 1,86$

Distenul apare frecvent în rocile de origină pelitică, prezentîndu-se sub formă de porfiroblaste cenușii sau albăstrui, alungite în direcția axului *b* al structurilor tectonice și microcutelor primare (pl. V, fig. 3). Sub acțiunea soluțiilor metamorfice care au circulat prin rocile aluminoase și au colectat Al_2O_3, așa cum arată C l i f o r d (1958) și G r e e n (1963), se formează acumulări de disten în micașisturi sub formă de benzi înguste constituite din distenite, cum sînt cele de la sud de Delinești și de la Lindenfeld (S a v u et al., 1964). În salbanda lentilelor și filoanelor de cuarț și pegmatit din micașisturile cu rutil din regiunea vîrful Nemanu-Gărîna, se dezvoltă uneori cristale de disten albastru, lungi de 5—12 cm, asociate cu ilmenit sau hemo-ilmenit (S a v u, 1970).

În unele roci el este transformat pe margini în muscovit, datorită soluțiilor metamorfice tîrzii [10], fenomen care după R a s t (1965) este rezultatul reacției distenului cu volatilele tîrziu-metamorfice, ce afectează în același timp și staurolitul, granatul și biotitul, determinînd un proces retromorf la scară regională (M a s l e n i c o v et al., 1963), format în condițiile desfășurării metamorfismului aceluiași ciclu tectonic.

Într-un orizont de roci metamorfice din complexul micașisturilor se remarcă formarea unor megablaste de rutil și rutil ferifer, ce pot atinge 10-15 cm lungime. Formarea acestor minerale de titan larg dezvoltate indică un conținut de TiO_2 primar mai ridicat în acest orizont decît în altele, dar și o presiune înaltă în timpul metamorfozării rocilor (S a v u, 1970).

În gnaisele cuarțo-feldspatice provenite din metamorfozarea în condițiile zonei cu disten și staurolit a grauwackelor sau a arcozelor, eventual a unor tufuri acide (pl. VI, fig. 2), este frecventă asociația:

[10] H. S a v u. Studiul geologic și petrografic al regiunii Văliug (Munții Semenic). 1961. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

(3) Cuarț—plagioclaz—microclin—muscovit (—biotit).

Rocile bazice din complexul amfibolitelor din regiunea Delinești -Tîrnova, ca și din celelalte complexe, conțin mai multe asociații de minerale, după cum urmează :

(4) Hornblendă—plagioclaz (An 25—30)—almandin (—cuarț)

(5) Hornblendă—plagioclaz (—cuarț—biotit)

(6) Hornblendă—plagioclaz—biotit (—cuarț—ortit—pirotină)

(7) Hornblendă—plagioclaz—clinozoizit (—cuarț).

Ultima paragenză este caracteristică în gnaisele amfibolitice și în benzile leucocrate paralele cu foliația amfibolitelor, deci în rocile care inițial au fost mai bogate în calciu. Apariția clinozoizitului la nivelul acestei zone arată că el nu poate fi considerat ca mineral critic, fără a ține seamă de restul asociației de minerale cu care el coexistă.

Prezența pirotinei în parageneza (6) indică o temperatură ridicată în timpul metamorfismului. K u l l e r u d (1959) a arătat că reacția de formare a acestui mineral, pirită + magnetit ⇄ pirotină + hematit, are loc la aproximativ 675°C.

Rocile ultrabazice din această zonă sînt reprezentate prin serpentinite, uneori serpentinite cu rare lamele de talc, cum sînt cele de la Delinești (S a v u et al., 1964), Poiana-Buchin (T r i f u l e s c u, M u r e ș a n, 1962) și de la Văliug. Corpurile de la Poiana—Buchin prezintă structură zonară, fiind alcătuite în interior din serpentinite apoperidotitice, iar pe margini din roci cu amfiboli de tipul gramatitelor[11].

Ca și în alte zone metamorfice, în rocile serpentinitice din această zonă se formează filonașe de azbest metasomatic, determinate de soluțiile metamorfice care le-au străbătut pe fisuri. W i l l i a m s et al.,(1954) consideră că mineralele serpentinitice sînt stabile numai pînă la 500°C. Cercetările mai recente ale lui S e g n i t (1963) au stabilit că serpentina aluminoasă poate fi sintetizată la 600°C și presiunea cuprinsă între 10 și 20 Kb, ceea ce indică posibilitatea ca serpentinitele să fie încă stabile în condițiile faciesului amfibolitelor.

În partea de sud a munților Semenic, pe pîrîul Slătinicului, se întîlnesc în zona cu disten și staurolit roci ultrabazice, care conțin alte asociații de minerale și anume:

(8) Olivină (± bowlingit)—diopsid—tremolit,

cu acestea se asociază roci cu caracter de hornblendite, formate din asociația:

(9) Hornblendă verde—magnetit.

[11] A. A r g h i r. Studiul geologic și petrografic al granitului de Buchin. 1963. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

Rocile carbonatice din extremitatea de sud-est a regiunii, situate la nivelele mediane ale complexului micașisturilor (pl. IX) și metamorfozate în condițiile zonei cu disten și staurolit, conțin următoarele asociații de minerale stabile:

(10) Dolomit—flogopit—cuarț

(11) Calcit—diopsid—tremolit (—flogopit—minerale opace).

Trebuie să remarcăm că datorită presiunii înalte, în rocile carbonatice dolomitul este stabil în zona cu disten și staurolit, și după cum vom vedea, el persistă ca atare chiar și în zona cu sillimanit.

În aceste roci apare ca mineral critic diopsidul, asociat sau nu cu tremolit. Aceasta pare să contravină cercetărilor experimentale ale lui B o w e n (1940) și T i l l e y (1947), care au arătat că prin ridicarea temperaturii, forsteritul apare înaintea diopsidului. Totuși, W e e k s (1956) a demonstrat contrariul și concluziile sale au fost verificate în natură de K i ț u l (1960—1963), care a stabilit următoarea zonalitate determinată de metamorfismul regional progresiv al rocilor carbonatice din formațiunea de Ladoga: zona cu tremolit, zona cu diopsid și zona cu forsterit. Succesiunea ultimelor două zone am urmărit-o și noi în șisturile cristaline din munții Semenicului[12] (S a v u, M i c u, 1964).

La contactul dintre dolomite și gnaise sau micașisturi se formează „skarne de reacție" în sensul stabilit de R a m b e r g (1952), în care apar asociații de minerale mai complexe, alcătuite frecvent din calcit, diopsid, tremolit (hornblendă verde), zoizit, clinozoizit, titanit și grossular-andradit. Calcitul formează cristaloblaste cu contur neregulat, care cimentează și includ celelalte minerale. Piroxenul (salit) este o varietate verzuie cu unghiul de extincție cNg = 45°. Tremolitul se prezintă sub formă de cristaloblaste alungite. Rar apare o hornblendă comună. Zoizitul alcătuiește cristale larg dezvoltate, cu culori de birefringență cenușii — anomale.

Asemenea marmore cu silicați și skarne de reacție au fost descrise în complexul Isortog din Groenlanda de R a m b e r g (1948), de E s k o l a (1963) în Finlanda și au fost pe larg cercetate de K i ț u l (1963) în formațiunea de Ladoga.

În unele cazuri se observă o dispoziție zonară a produselor de reacție, astfel că de la gnaise spre dolomite se poate deosebi următoarea succesiune petrografică[13]:

[12] H. S a v u. Studiul șisturilor cristaline din zona Luncavița-Verendin-Mehadica. 1964. Arh. Inst. Geol. București.

[13] *Op. cit.* pct. 12.

Institutul Geologic al României

gnaise cu biotit în care apar uneori benzi de şisturi biotitice sau biotitite;
o zonă de gnais cu piroxen;
o zonă compactă de piroxen ± calcit ± biotit;
o zonă cu tremolit ± calcit;
calcare cu tremolit şi flogopit.

În gnaisele cu piroxen este frecventă următoarea asociaţie de minerale:

(12) Plagioclaz (An 30)—microclin—piroxen (salit—malacolit)—tremolit—minerale opace.

O dispoziţie zonară a produselor de reacţie dintre micaşisturi şi marmore, reprezentate prin zone monominerale cu amfibol, diopsid şi granat a fost descrisă de T h o m p s o n (1959) în Vermont, iar formarea gnaiselor cu piroxen la contact cu roci carbonatice transformate în „skarne de reacţie" a fost semnalată de noi şi în partea de sud a munţilor Sebeşului, la Răscoala[14].

Aspectul general şi structura gnaiselor cu piroxen (pl. VI, fig. 1) arată că ele se apropie mult de ceea ce se cunoaşte sub denumirea de granulite, denumire sub care au şi fost descrise uneori astfel de roci în literatură. Asocierea acestor roci cu dolomitele şi cu skarnele de reacţie în zona cu disten şi staurolit, ridică o serie de probleme noi pentru petrologia metamorfică.

După T u r n e r şi V e r h o o g e n (1960), faciesul granulitic ia naştere la T = 700—800°C şi presiune înaltă. Cercetările experimentale de mineralogie petrologică efectuate asupra stabilităţii mineralelor care apar în paragenezele din aceste skarne de reacţie, arată că temperaturile la care au luat ele naştere s-au menţinut în limitele faciesului amfibolitelor. Astfel, C h a t e r j e e (1967) a demonstrat, conform diagramei din fig. 10, că reacţia calcit + epidot + wollastonit = grossular — andradit + CO_2 + H_2O, are loc la o temperatură egală sau mai mare de 528°C şi presiunea de 3000 bari. Extrapolarea curbei de stabilitate în domeniul presiunilor de 7—8 Kb, corespunzătoare nivelului la care apar rocile carbonatice, în coloana stratigrafică a şisturilor cristaline, arată că reacţia ar trebui să aibă loc la temperatură mai ridicată.

Această presupunere a fost confirmată de lucrările lui N e w t o n (1966 a), care a stabilit că reacţia grossular + cuarţ = anortit + wollastonit are loc la 600 ± 10°C şi P = 2000 bari. De aici rezultă că limita de stabilitate a unora dintre mineralele prezente în skarnele de reacţie este în jurul temperaturii de 600°C. Tremolitul, mineral care apare atît în

[14] H. S a v u, C. M i c u. Raport asupra lucrărilor de prospectare din munţii Sebeş. 1959. Arh. Com. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

calcarele cu silicați formate prin metamorfism regional, cît și în zonele monominerale din skarnele de reacție, a fost sintetizat de B o y d (1959) între temperaturile de 500° și 600°C și presiunea de 1000 — 2000 bari.

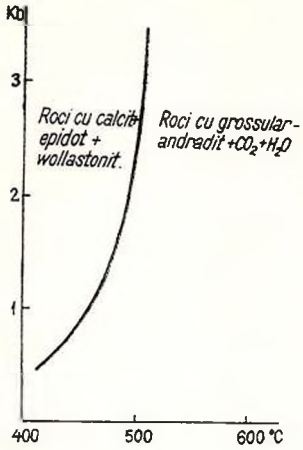


Fig. 10 — Diagrama PT pentru formarea grossular-andraditelor, după C h a t e r j e e (1967), simplificată.

Diagramme PT concernant la formation du grossulaire-andradite, selon C h a t e r j e e (1967), simplifié.

În lumina datelor de mai sus rezultă că rocile carbonatice cu silicați și gnaisele cu piroxen nu s-au format în condițiile termodinamice ale faciesului granulitelor, ci în faciesul amfibolitelor, la nivelul zonei cu disten și staurolit. Atît skarnele de reacție, cît și gnaisele cu piroxen au luat naștere prin schimbul bimetasomatic de substanță, care a avut loc în timpul metamorfismului între dolomite și paragnaisele cu care se găseau în contact. Schimbul de ioni între aceste două roci, controlat de condițiile de PT și facilitat de soluțiile sinmetamorfice, a avut loc conform schemei din fig. 11. Aceasta arată că din paragnaise au difuzat spre dolomite ioni de Si în soluții apoase fierbinți, formînd prin reacția cu Ca și Mg zonele monominerale cu tremolit sau cu diopsid din skarnele de reacție. Ionii de Ca și Mg care nu au intrat în reacție cu SiO_2, au migrat în gnaise, unde au format diopsid, eventual și amfibol. În acest proces gnaisul este sărăcit în SiO_2, iar ionii de K din biotit și muscovit formează microclin în noua rocă. O altă cantitate de Mg a reacționat cu Si, Al, K și H_2O care migrau din gnaise, formînd pe contactul dintre cele două roci sau pe planele S_1 ale gnaiselor, pe care soluțiile au circulat mai intens, flogopitite sau micașisturi bogate în biotit, cum sînt cele de pe valea Mehadica.

Astfel imaginate, procesele de schimb care au loc între rocile carbonatice și paragnaise în timpul metamorfismului regional de grad mediu și înalt se aseamănă cu fenomenele de bimetasomatoză descrise de K o r-

Institutul Geologic al României

jinski (1965), la contactul dintre rocile intrusive acide și dolomite sau calcare. Pornind de la nomenclatura folosită de acest cercetător în cazul metamorfismului de contact metasomatic și aceea a lui Ramberg (1952) pentru procesele metasomatice din metamorfismul regional, rocile carbonatice cu silicați s-ar putea denumi exoskarne de reacție, iar gnaisele

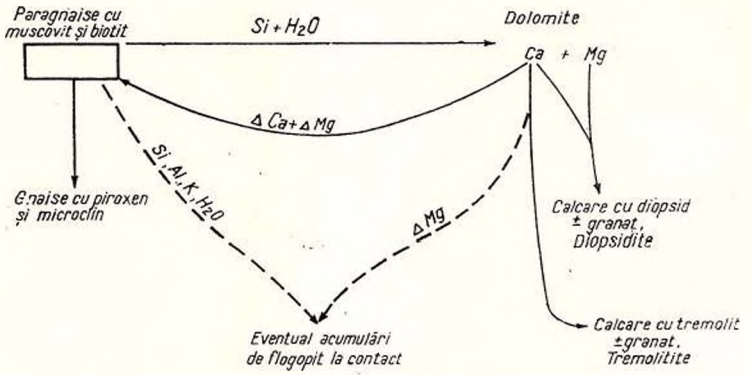


Fig. 11. — Schema proceselor de reacție dintre paragnaise și dolomite în zona cu disten și staurolit.

Schéma des processus de réaction entre les paragneiss et les dolomies dans la zone à disthène et staurotide.

cu piroxen și șisturile îmbogățite în biotit la contactul cu carbonatitele ne-ar apărea ca endoskarne de reacție.

Aceste gnaise cu piroxen cu aspect granulitic arată încă odată că, atunci cînd în compoziția unui material care se metamorfozează în anumite condiții termodinamice apar anumite elemente chimice în exces, acestea nu dau naștere la asociații de minerale specifice faciesului sau subfaciesului în care are loc metamorfismul, ci unora caracteristice pentru un grad mai ridicat de metamorfism. În asemenea cazuri se formează diopsid în gnaisele cu aspect de granulite la nivelul zonei cu disten și staurolit, sau șisturi cu disten și cloritoid la nivelul superior al faciesului șisturilor verzi (Savu et al., 1967 b).

Metamorfozarea în condițiile zonei cu disten și staurolit a acumulărilor de oxizi și carbonați de fier și mangan, asociate cu geluri silicioase depuse în vechiul geosinclinal în cadrul formațiunii manganifere de origină vulcanogen-sedimentară, au dat naștere la asociații de minerale foarte variate și complexe (Savu, 1962 a; Savu et al., 1964).

Institutul Geologic al României

Astfel, pentru cuarțitele asociate șisturilor manganifere este caracteristică asociația :

(13) Cuarț (—spessartin),

iar în rocile bogate în spessartin—spessartinitele—sînt frecvente asociațiile :

(14) Spessartin(—cuarț)

(15) Spessartin—dannemorit (—cuarț)

(16) Spessartin—hornblendă—biotit—magnetit manganifer (—cuarț).

În benzile de carbonatite manganifere care se intercalează între șisturile cu silicați de mangan și fier, s-au format diferite asociații de minerale, cum sînt :

(17) Rodocrozit—spessartin—dannemorit

(18) Rodocrozit—spessartin—rodonit

(19) Rodocrozit—-cuarț—rodonit.

Printre benzile de silicați de mangan și fier care alcătuiesc cea mai mare parte a rocilor manganifere sînt frecvente rodonititele, care se caracterizează prin următoarele asociații de minerale :

(20) Rodonit—spessartin

(21) Rodonit—spessartin—rodocrozit(—cuarț)

(22) Rodonit—dannemorit.

Cele mai multe șisturi manganifere conțin parageneze complexe, cum ar fi :

(23) Spessartin—rodonit—piroxmangit—knebelit (tefroit) și alte asociații între aceste minerale și cele de mai sus.

Cu șisturile manganifere se asociază uneori șisturi alumino—fero—manganoase cu exces de SiO_2, în care este caracteristică parageneza :

(24) Cuarț—plagioclaz—ferrimuscovit manganifer—piemontit—granat spessartinic—biotit.

Sub acțiunea soluțiilor migmatice și a filoanelor de pegmatite sau de cuarț care au străbătut șisturile manganifere, s-au format în ele roci metasomatice cu paragenezele alcătuite din șeferit, epidot și alți silicați de mangan, uneori și filoane monominerale de dannemorit fibros (S a v u, 1962 a).

Marea varietate de asociații de minerale din șisturile manganifere, în raport cu celelalte șisturi cristaline, a fost determinată pe de o parte de compoziția variată a depozitelor primare formate din benzi de geluri silicioase, carbonați de mangan, oxizi de mangan și fier și pe de alta, de limita mare de stabilitate a mineralelor de mangan și fier. Unele

Institutul Geologic al României

minerale ca dannemoritul, rodonitul, rodocrozitul, piemontitul etc. sînt stabile atît în faciesul şisturilor verzi, cît şi în cel al amfibolitelor.

Granatul de culoare galbenă din aceste roci, deşi s-a format la nivelul zonei cu disten şi staurolit, are caracter spessartinic pronunţat şi prezintă uneori structură zonară evidentă, avînd nucleul aproape incolor, iar marginile colorate în brun-gălbui (S a v u, 1962 a), ceea ce presupune cristalizarea mai rapidă la început a fierului şi a magneziului şi apoi a manganului. De aceea, în cercetările asupra variaţiei compoziţiei chimice a granaţilor din diferitele faciesuri şi zone metamorfice trebuie să se aibă în vedere numai granaţii din şisturile pelitice cu compoziţie chimică uniformă—standard (S a v u et al., 1967) a). În cazul cînd în compoziţia globală a rocii apare o cantitate mai mare de MnO, este clar că compoziţia granaţilor va fi influenţată de aceasta.

Piroxmangitul este de obicei caracteristic asociaţiilor mineralogice din şisturile manganifere din faciesul amfibolitelor, ca şi knebelitul sau tefroitul. Dar ultimele două minerale aparţin grupei olivinelor, minerale care în rocile dolomitice apar de obicei la un grad de metamorfism regional mai ridicat, ca de exemplu în zona cu sillimanit, cum vom vedea mai departe. Formarea acestor minerale la un grad mai scăzut de metamorfism se explică, asemănător cazului gnaiselor cu piroxen de mai sus, prin concentraţia deosebită în depozitul iniţial, a elementelor care intră în compoziţia lor. Rezultă că, compoziţia chimică a rocii care se metamorfozează poate să suplinească diferenţa de PT, necesară pentru a se forma la un anumit grad de metamorfism minerale care în mod normal sînt caracteristice pentru un grad de metamorfism mai ridicat şi deci, că compoziţia globală a rocii trebuie să fie totdeauna avută în vedere, în analiza petrologică a terenurilor metamorfice.

Din contră, dacă roca primară este deficitară în anumite elemente, ca de exemplu Al_2O_3, atunci în ea nu vor mai apărea minerale critice pentru o anumită zonă (subfacies) metamorfică şi în condiţiile metamorfismului progresiv se poate menţine uneori asociaţia simplă cuarţ-muscovit-biotit-almandin din zona granatului şi pînă în zona sillimanitului, evident cu schimbarea compoziţiei chimice a granatului şi biotitului de la o zonă la alta (S a v u et al., 1967a).

Un alt mineral caracteristic în unele şisturi manganifere este ferimuscovitul cu mangan, mică de culoare roz (S a v u, 1962a) care apare în parageneza (24), unde este asociată cu piemontit, biotit şi alte minerale.

Fenomenele de migmatizare sînt larg răspîndite în această zonă ca şi în cele care urmează, rocile migmatice reprezentate prin migmatite

Institutul Geologic al României

oculare, lenticulare și mai rar stromatite cu structură paralelă (lit-par-lit), extinzîndu-se pe suprafețe largi (pl. VII).

Din punct de vedere al compoziției metasomei și al materialului afectat de migmatizare, indiferent de structura migmatitelor care depinde în mare măsură de caracterul mișcărilor tectonice (K r î l o v a, 1960) deosebim : 1) migmatite formate pe seama materialelor silico-aluminoase și 2) migmatite formate pe seama materialelor bazice (amfibolite). Procesele metasomatice din rocile carbonatice descrise mai sus, s-ar putea încadra după modul lor de formare tot la a doua categorie. Acest punct de vedere este apropiat de cel adoptat de M e h n e r t (1962), în lucrarea sa asupra sistematizării migmatitelor.

În migmatitele formate pe seama materialelor silico-aluminoase paleosoma este alcătuită de obicei din paragnaise, micașisturi, cuarțite micacee mai mult sau mai puțin feldspatizate, iar neosoma (metatectul) dintr-un material apropiat granodioritic, cu dezvoltarea foarte neregulată a mineralelor constituente, oligoclaz acid, cuarț, mice, mai rar microclin. Oligoclazul care include cuarț, biotit, almandin, rutil și minerale opace, are structură poikiloblastică (pl. II, fig, 2). Uneori el formează concreșteri mirmekitice cu cuarțul. Compoziția chimică a unui migmatit ocular format pe un substrat de micașist este redată mai jos.

Proba nr. 147 S. Migmatit ocular. Valea Petroșnița

SiO_2	71,29	CaO	2,77	MnO	0,41
Al_2O_3	14,00	Na_2O	3,18	CO_2	lipsă
Fe_2O_3	1,54	K_2O	1,37	S	0,10
FeO	3,37	TiO_2	0,24	H_2O (+105°C)	0,58
MgO	0,40	P_2O_5	0,50	H_2O (−105°C)	0,15
				Total	99,63

Analist : Al. D ă n c i u l e s c u

Pentru acestea și pentru majoritatea migmatitelor din provincia metamorfică a Semenicului este caracteristică compoziția mineralogică, ele fiind bogate în plagioclaz (An 15—20), în timp ce microclinul se întîlnește foarte rar. În aceste roci K_2O este acumulat mai ales în mice și nu în feldspat. Caracterele structurale și compoziția mineralogică a acestor migmatite le deosebesc de rocile intrusive acide din corpurile granitoide sinorogene și chiar migmatitele arteritice care apar în jurul acestora. Aceste caracteristici arată proveniența migmatitelor din soluții anatectice bogate în volatile, mai ales apă în stare supracritică, mobilizate, formate prin anatexia parțială (E s k o l a, 1933) a șisturilor cristaline din această provincie.

Institutul Geologic al României

În zona în care au fost exploatate cele două filoane discordante de pegmatite de la Teregova, a fost afectat de migmatizare şi un orizont de amfibolite şi paragnaise biotitice uneori şi cu amfiboli, proces în urma căruia au rezultat roci cu structuri şi parageneze mineralogice foarte variate. Procese asemănătoare, dar mai puţin dezvoltate, se mai observă şi în alte cîteva puncte din regiune.

La Teregova, orizontul de amfibolite cu alternanţe de gnaise biotitice şi cuarţo-feldspatice a fost invadat sincinematic cu material pegmatitic concordant, migrat din zona de anatexie şi străbătut apoi de pegmatite discordante (S a v u 1965a, fig. 3).

Primul proces a condus la fenomene de migmatizare, materialul îmbibat devenind mai plastic şi reacţionînd diferit la solicitările suferite în timpul cutării. Între paleosomă şi materialul pegmatoid au avut loc reacţii, din care au rezultat roci cu amfiboli cu granulaţie şi structură foarte variate: benzi paralele, lentile, ochiuri, nodule, cuiburi neregulate, uneori zone cu limite neprecise ca în migmatitele nebulitice sau dictionitice (pl. II, fig. 1).

În procesul de migmatizare a rocilor amfibolitice se distinge o serie de transformări succesive. Primele procese de transformare se trădează prin formarea de roci constituite din plagioclaz (oligoclaz-andezin) slab sericitizat, hornblendă verde-albăstruie cu unghiul de extincţie cNg = 14° şi (—) 2 V = 60°, care se dezvoltă în cristale mari, uneori poikiloblastice, asociate cu biotit şi cuarţ, la care se adaugă cristale mari de titanit, epidot, zoizit, rutil şi foarte rar turmalină.

Într-un stadiu mai avansat de migmatizare iau naştere migmatite cu structură pegmatoidă, alcătuite din plagioclaz, hornblendă, biotit, cuarţ şi minerale accesorii (pl. II, fig. 1). În aceste roci atît plagioclazul, cît şi hornblenda se dezvoltă mai larg, incluzînd biotit, apatit şi titanit. Hornblenda, o varietate pleocroică în culorile albastru-verde-gălbui se transformă uneori în epidot şi biotit brun-gălbui, cu incluziuni de zircon cu aureole pleocroice. Epidotul se acumulează în cuiburi formate din cristale aproape idiomorfe, asociate uneori cu zoizit, biotit şi titanit. Apar de asemenea, cristale relicte de rutil, de obicei înconjurate de o aureolă de titanit (A u g u s t i t h i s, 1967).

Asociaţiile de minerale prezentate în diferitele roci sînt cele rezultate în urma metamorfismului regional la nivelul zonei cu disten şi staurolit, influenţat de procesele de migmatizare. În jurul corpurilor de roci granitoide sinorogene, unde s-a format o aureolă de contact sincinematic, aceste asociaţii de minerale au fost modificate, condiţiile de metamor-

Institutul Geologic al României

fism fiind ridicate cu un grad. Astfel, în aureola estică a corpului granitoid de la Buchin-Poiana, din partea de nord a munților Semenic, care s-a consolidat la o temperatură mai ridicată decît cel de la Poniasca, s-au format gnaise și micașisturi cu sillimanit sau roci cu parageneză ambiguă :

(25) Cuarț—staurolit—sillimanit—granat—muscovit—biotit.

Sillimanitul fibros se formează ulterior, pe seama biotitului din vechea parageneză determinată de metamorfismul regional. Aceasta demonstrează că granitoidele de la Buchin au fost puse în loc după ce șisturile cristaline se formaseră în condițiile metamorfismului regional progresiv și ajunseseră la un echilibru chimic și mineralogic, deci în stadiul final al metamorfismului. Uneori sillimanitul alcătuiește mici lentile de 3-4 cm lungime. Fenomene apropiate de acestea au fst semnalate și în alte regiuni, ca de exemplu în munții Grampian din Scoția de către Chinner (1966)

Modificarea paragenezelor de minerale formate prin metamorfismul regional are loc și la contactul intruziunilor banatitice, unde mineralele recristalizează, în rocile aluminoase formîndu-se uneori andaluzit. Transformările au loc aici însă, în condiții termodinamice cu totul diferite.

Asociațiile de minerale formate prin metamorfismul regional în zona cu disten și staurolit, sînt caracteristice atît pentru zona cu staurolit prezentată anterior, cît și pentru zona cu disten pe care o vom prezenta imediat. Remarcăm că parageneza cea mai caracteristică (1) în care sînt prezentate cele două faze critice pentru această zonă, este repartizată de Turner și Verhoogen (1960) ca și de Winkler (1965), subfaciesului staurolit—almadin ($B_{2.1}$), căruia noi i-am atribuit numai zona cu staurolit anterioară.

Mai sus am remarcat că zona cu disten-staurolit are în munții Semenicului o grosime de aproximativ 15 km, mult mai mare decît celelalte zone, între care zonele cu staurolît și cu disten sînt foarte înguste (pl. X). De aceea, considerăm că în cadrul provinciei Semenicului, care face parte din seria de faciesuri standard disten-sillimanit stabilită de Miyashiro (1961), această zonă trebuie considerată ca o zonă de sine stătătoare, și nu este acesta singurul caz din lume. Ținînd seamă de grosimea ei atît de mare, această zonă nu poate fi considerată ca o tranziție între cele două zone vecine foarte subțiri, și nici că ar aparține zonei sau subfaciesului staurolit-almandin. De altfel, Turner separa în anul 1949 ca un sub-

Institutul Geologic al României

facies aparte în cadrul faciesului amfibolitelor, subfaciesul staurolit-disten cu grad de metamorfism mediu şi înalt.

Asociaţiile de minerale din rocile carbonatice în care apare ca mineral critic piroxenul, indică după K i ţ u l (1963) izogradul diopsidului, zonă care începe la prima ivire a acestuia şi se menţine pînă la apariţia forsteritului, care are loc în zona sillimanitului. Rocile pelitice din regiunea Ladoga conţin în zona diopsidului asociaţia biotit—(oligoclaz—andezin)—staurolit—andaluzit—cuarţ. Această zonă ar corespunde aproximativ părţii de temperatură ridicată a zonei cu disten şi staurolit, eventual şi zonei cu disten din provincia metamorfică a Semenicului.

În ceea ce priveşte condiţiile termodinamice în care s-a format zona cu disten şi staurolit, dispunem de o serie de observaţii. K l e i n (1966) consideră că şisturile cristaline din regiunea Wabush Lake din Labrador, în care apare de asemenea asociaţia de minerale cu disten şi staurolit, au fost metamorfozate la presiunea de aproximativ 6 la 10 Kb şi temperatura de 600°C. Într-o lucrare anterioară (S a v u, 1970) am arătat că metamorfismul şisturilor cristaline cu rutil din partea superioară a zonei cu disten şi staurolit s-a realizat la presiunea de aproximativ 7 Kb şi T = 600°C. După observaţiile noastre din ultimul timp privind condiţiile termodinamice care au controlat formarea acestei zone de metamorfism groasă de 15 km, rezultă că presiunea a variat de la 5 pînă la peste 8 Kb, iar temperatura de la mai puţin de 600° pînă la mai mult de 650°C.

e) Zona cu disten

Zona cu disten urmează în adîncime şi se extinde pe o grosime de aproximativ 3000 m, suprapunîndu-se peste baza complexului paragnaiselor şi al gnaiselor cuarţo-feldspatice. Compoziţia iniţială a formaţiunilor metamorfozate în condiţiile acestei zone, constituite în general din roci de origină grezoasă cu rare intercalaţii de materiale pelitice, nu a permis să se formeze în mod frecvent mineralul-index caracteristic. De aceea, distenul apare mai rar în paragnaise, fiind mai obişnuit în paragenezele formate în intercalaţiile pelitice bogate în Al_2O_3, care sînt următoarele:

(1) Cuarţ—disten—muscovit—almandin—plagioclaz—biotit.

(2) Cuarţ—biotit—muscovit—almandin—plagioclaz.

Pentru cea mai mare parte a paragnaiselor este caracteristică asociaţia:

(3) Cuarţ—plagioclaz (An 20-25)—muscovit—biotit—almandin—microclin—disten.

Institutul Geologic al României

Intercalațiile de ortoamfibolite conțin mai multe asociații de minerale și anume.

(4) Hornblendă — plagioclaz (An 35-40) — cuarț — rutil (—sfen—magnetit).

(5) Hornblendă—plagioclaz—cuarț—almandin—magnetit

(6) Hornblendă—plagioclaz—cuarț—biotit—magnetit.

Pe lîngă acestea apar uneori roci cuarțitice de origine mixtă, vulcanogen-sedimentară, în care asociația caracteristică este:

(7) Cuarț (52%) — hornblendă verde — plagioclaz — zoizit — sfen —magnetit.

Biotitul din rocile zonei cu disten este o varietate brună cu următorul pleocroism: $Ng = Nm$ = brun; Np = gălbui. El concrește adesea cu muscovitul și prezintă, ca de altfel în toată provincia, incluziuni de zircon cu aureole pleocroice. Sub acțiunea proceselor retromorfe el se transformă în clorit, epidot și granule de oxizi de fier. Formula cristalochimică este următoarea (Savu et al., 1967 a):

$$(K_{0,85}\ Na_{0,05}\ Ca_{0,02})\ 0,92\ (Fe^{2+}_{0,42}\ Mg_{1,07}\ Al_{0,51}\ Fe^{3+}_{0,88}\ Ti_{0,12})\ 3,00\ (Al_{1,29}\ Si_{2,71})\ 4,00\ (OH_{2,20}\ F_{0,52})\ 2,72$$

Almandinul, ca și în zona anterioară, se dezvoltă uneori în porfiroblaste mari care pot atinge 10 mm în diametru. El are următoarea compoziție:

Alm 79,6 And 3,6 Pyr 14,9 Spes 1,9

Amfibolii din rocile bazice sînt reprezentați printr-o hornblendă verde cu următorul pleocroism: Ng = verde, Nm = verde-brun, Np = gălbui. Unghiul de extincție $cNg = 22—23°$. Faptul că amfibolul se asociază cu cuarț, rutil, sfen și magnetit, arată că rocile amfibolice au rezultat din tufurile sau lavele bazaltice ale magmatismului inițial al geosinclinalului.

În paragenezele alcătuite din mineralele primare formate prin metamorfismul progresiv, se întîlnesc adesea, ca de altfel în toate zonele seriei de Sebeș—Lotru și minerale secundare ca epidot, zoizit, clorit, etc., produse ale retrometamorfismului regional.

În zona cu disten și în zona cu sillimanit următoare, sînt concentrate cele mai multe corpuri de pegmatite. Acestea se prezintă fie sub formă de lentile concordante care sînt bogate în mice, fie sub formă de filoane discordante, bogate în feldspați cu care se asociază beril, turmalină, niobați și tantalați, ca la Teregova (fig. 12). Primele par să se fi

Institutul Geologic al României

format în cea mai mare parte *in situ*, pe cînd celelalte au provenit din materiale pegmatoide migrate de la o adîncime mai mare, unele chiar diferențiate ale granitoidelor sinorogene (S a v u, V a s i l i u, 1968).

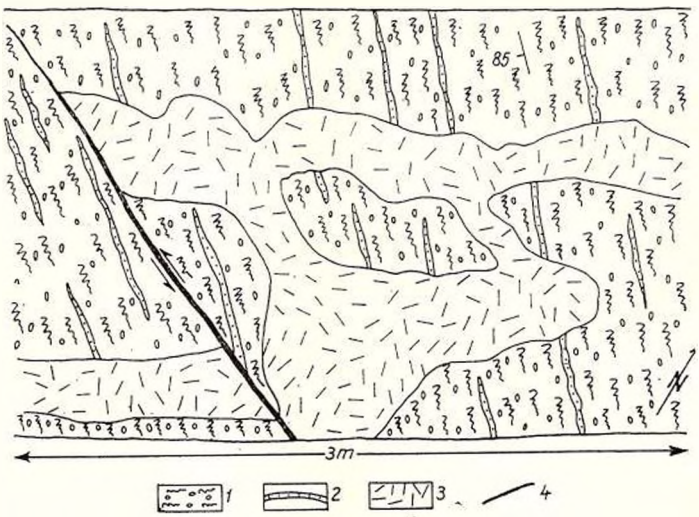


Fig. 12. — Filon de pegmatit discordant care străbate atît șisturile cristaline, cît și benzile de cuarț exudat de pe valea Verendinului.
1, gnaise nodulare; 2, lentile de cuarț exudat; 3, pegmatit; 4, falie.

Filon de pegmatites discordant qui perce les schistes cristallins autant que les bandes de quartz exsudé dans la vallée du Verendin :
1, gneiss noduleux; 2, lentilles de quartz exsudé; 3, pegmatites; 4, faille.

Cercetînd structura corpurilor de pegmatite, se observă că unele din ele prezintă o zonă marginală cu aspect granodioritic sau aplit-granodioritic, urmată la interior de o zonă principală cu structură pegmatitică, care include în centrul ei un nucleu de cuarț, așa cum este descrisă structura zonară clasică a pegmatitelor (S a n M i g u e l A r r i b a s, 1955). De multe ori însă, această structură nu se menține, în unele corpuri de pegmatite cele trei faciesuri fiind neuniform dezvoltate, atît cantitativ, cît și ca mod de distribuție. În unele filoane de pegmatite discordante se observă chiar mai multe zone cu parageneze de minerale și cu structuri diferite.

Asociațiile de minerale formate în diferitele tipuri de roci din cuprinsul zonei cu disten indică cu claritate subfaciesul disten — almandin — muscovit (T u r n e r și V e r h o o g e n, 1960), marcat de W i n k l e r (1965) cu indicele ($B_{2.2}$). Asupra faptului că zona (subfaciesul) cu disten aparține faciesului amfibolitelor, toți cercetătorii sînt unanimi în păreri.

Institutul Geologic al României

Condițiile termodinamice în care se formează zona cu disten, evident că pot varia în anumite limite de la o provincie metamorfică la alta, chiar dacă aceste provincii aparțin aceleiași serii de faciesuri standard disten — sillimanit, în sensul lui M i y a s h i r o (1961). Limita de temperatură ridicată a acestei zone trebuie să fie marcată de tranziția disten—sillimanit, care după cercetările lui K e n n e d y (1955) citate și de T u r n e r și J. V e r h o o g e n (1960), are loc la aproximativ 700°C și presiunea litostatică în jur de 14 Kb.

Ținînd seamă de rezultatele acestor experimente și de condițiile în care s-a format zona cu disten și staurolit anterioară, ne permitem să apreciem că zona cu disten a luat naștere sub presiunea ce varia între 8 și 9 Kb și la temperatura de aproximativ 650 — 700°C. W i n k l e r (1965) apreciază de asemenea, că subfaciesul disten—almandin—muscovit s-a putut forma în Scoția pînă la aproximativ 700°C, iar în alte regiuni în care presiunea a fost mai mare, temperatura de metamorfism a putut să depășească 700°C.

Această temperatură ridicată a permis de altfel, și anatexia parțială a materialelor silico-aluminoase, rezultînd soluții migmatice care au determinat formarea diferitelor tipuri de migmatite și a celor mai multe corpuri de pegmatite.

f) Zona cu sillimanit

Această zonă se suprapune peste complexul gnaiselor cu sillimanit și al rocilor carbonatice, fiind dezvoltată între localitățile Sadova Veche, Armeniș și Teregova, în cheile Timișului (pl. X). Cele mai caracteristice parageneze formate în diferitele tipuri de roci sînt concludente pentru precizarea gradului de metamorfism. Astfel, asociația de minerale întîlnite frecvent în paragnaise este:

(1) Cuarț—sillimanit—muscovit—almandin—plagioclaz—biotit.

Este interesant de remarcat faptul că, sillimanitul (fibrolit) ia naștere fie pe seama biotitului așa cum a demonstrat C h i n n e r (1961), fie formează cuiburi care ne determină să presupunem că el a înlocuit un alt silicat polimorf de aluminiu, ca distenul sau chiar andaluzitul (pl. VI, fig. 3). Această transformare ar corespunde reacției disten-sillimanit menționată de T u r n e r și V e r h o o g e n (1960) și confirmată de F r a n c i s (1956) care a găsit sillimanit asociat cu resturi de disten.

Deși unii autori consideră că existența gradelor deosebite de metamorfism nu implică și faptul că asociațiile de grad înalt s-au format direct din asociațiile de grad scăzut, totuși modul de prezentare a sillimani-

Institutul Geologic al României

tului arată că prin metamorfismul progresiv, în condiţiile specifice ale provinciei metamorfice a Semenicului, există posibilitatea ca paragenezele diferitelor zone să se fi succedat una după alta. O astfel de posibilitate este susţinută, după cum arată A t h e r t o n (1965), de înlocuirea mineralelor-index prin altele în condiţii de retromorfism. Transformarea se realizează printr-un proces de nucleare în prezenţa apei (R a s t, 1965), iar în cazul cînd mineralul mai vechi nu vine în contact cu soluţiile metamorfice, se păstrează ca atare. Aşa se explică conservarea staurolitului inclus în porfiroblaste de almandin înconjurate de sillimanit, în gnaisele din munţii Lotrului[15].

În rocile silico-aluminoase reprezentate prin micaşisturile din partea superioară a zonei cu sillimanit, apar cuiburi de muscovit care a înlocuit de asemenea un mineral de aluminiu, devenit instabil în condiţiile fizico-chimice din stadiul final al metamorfismului, cînd prin rocile cristaline au circulat soluţii tîrziu-migmatice de natură anatectică, încărcate cu ioni de K (S a v u, 1965). Acest fenomen apare ca un proces de retrometamorfism regional. De altfel, modificarea condiţiilor termodinamice în cursul metamorfismului cu oscilaţii puternice de temperatură şi presiune a fost susţinută de R a s t (1958), R a m s a y (1963) şi J o h n s o n (1963) şi convingător demonstrată recent de C h i n n e r (1966) în cazul metamorfismului Dalradianului.

Rocile carbonatice din zona cu sillimanit, care sînt reprezentate prin dolomite cristaline, calcare cristaline, calcare su silicaţi, dolomite cu magnetit, cu care se asociază ankerite, amfibolite şi lentile de magnetit (tabelul 2), conţin următoarele asociaţii de minerale.

(2) Calcit (—flogopit)

(3) Dolomit—magnetit—pirotină

(4) Dolomit—tremolit (hornblendă)—magnetit—pirotină

(5) Calcit—forsterit—tremolit—humit—magnetit—pirotină.

Forsteritul din parageneză (5) este transformat uneori în minerale serpentinice, sub influenţa soluţiilor tîrziu-metamorfice (pl. I, fig. 1).

Roci carbonatice cu silicaţi în care apar astfel de asociaţii de minerale au fost descrise de K i ţ u l (1963) în zona forsteritului, formată în zona sillimanitului din regiunea Ladoga.

Sub acţiunea soluţiilor metamorfice şi a filoanelor de pegmatite plagioclazice cu biotit care le străbat, în rocile cu carbonaţi ale zonei

[15] H. S a v u. Studiul geologic şi petrografic al bazinului văii Păscoaia (Munţii Lotrului). 1961. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Compoziția chimică a rocilor carbonatice și feruginoase metamorfozate din complexul inferior al seriei de Sebeș-Lotru

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Roca și locul de colectare	Calcar Gara CFR Armeniș	Dolomit Gura văii Armeniș	Dolomit Gura văii Armeniș	Dolomit Gura văii Armeniș	Dolomit Gura văii Armeniș	Dolomit Vîrful Timpa-Armeniș	Calcar cu flogopit și tremolit Gura văii Armeniș	Dolomit cu magnetit Gara CFR Armeniș	Ankerit Vîrful Timpa-Armeniș	Magnetit Vîrful Timpa-Armeniș
SiO_2	0,70	0,10	0,22	2,42	0,61	0,35	14,40	0,80	1,34	1,12
Al_2O_3	—	—	—	—	—	—	3,97	—	—	—
Fe_2O_3	—	0,50	0,44	1,18	1,21	1,19	—	4,78	19,93	76,62
FeO	0,65	0,73	1,52	1,50	2,30	4,20	4,31	11,20	11,25	20,98
MgO	0,40	20,47	20,52	19,32	20,05	20,00	14,70	12,80	1,80	0,16
CaO	55,80	31,72	31,20	31,02	30,09	30,16	27,58	30,80	25,00	lipsă
Na_2O	—	—	—	—	—	—	3,92	—	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	—	0,56	—	—	—
TiO_2	—	—	—	—	—	—	0,26	—	—	lipsă
MnO	—	—	—	—	—	—	0,28	—	—	0,51
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—
CO_2	40,21	45,48	44,43	42,67	44,60	43,84	29,00	37,07	39,32	lipsă
S	0,06	0,10	0,12	0,12	0,29	0,02	0,30	0,17	0,04	—
H_2O (−105°C)	—	1,32	2,25	1,54	1,18	—	0,02	—	—	—
H_2O (+150°C)	—					—	0,80	—	—	—
Total	98,60	100,42	100,70	99,77	100,33	99,78	100,20	99,84	98,68	99,49

Analizele 1, 6, 8 și 9 sînt efectuate de Fl. Negrescu, analizele 2, 3, 4, 5 și 10 de M. Cațichi, iar analiza 7 de C. Popescu.

Institutul Geologic al României

cu sillimanit au luat naștere skarne de reacție cu diferite asociații de minerale, între care este frecventă parageneza :

(6) Granat — diopsid — hornblendă—zoizit — epidot — plagioclaz — calcit (—apatit—magnetit—pirită).

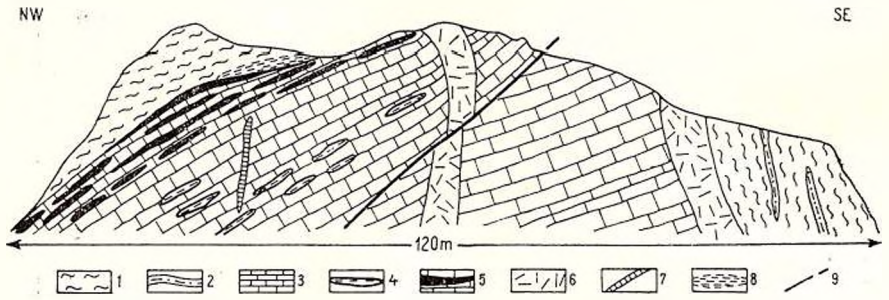


Fig. 13. — Schița lentilei de dolomite de la gura pîriului Armeniș, deschisă în carieră.
1, paragnaise cu muscovit și biotit; 2, amfibolite; 3, dolomite cristaline; 4, amfibolite cu piroxen; 5, calcare cu skarne de reacție; 6, pegmatite; 7, pungi și filoane discordante de tremolit; 8, acumulări de flogopit; 9, falie.

Esquisse de la lentille de dolomites située à l'embouchure du ruisseau Armeniș, exploitée en carrière :
1, paragneiss à muscovite et biotite; 2, amphibolites; 3, dolomies cristallines; 4, amphibolites à pyroxènes; 5, calcaires à skarns de réaction; 6, pegmatites 7, poches et filons discordants de trémolite; 8, accumulations de phlogopites; 9, faille.

Mineralele din aceste skarne au forme diferite, unele fiind aproape idiomorfe, iar altele avînd conture cu totul neregulate și structură poikiloblastică. Uneori granații sînt anizotropi și zonați (pl. VI, fig. 4).

În alte lentile de dolomite se formează, la contact cu micașisturile și paragnaisele, roci cu piroxen și amfiboli, minerale asociate în diferite parageneze (fig. 13).

(7) Tremolit—calcit—cuarț
(8) Diopsid—calcit—cuarț
(9) Diopsid—forsterit—tremolit—calcit
(10) Diopsid—tremolit—plagioclaz (—cuarț—titanit—apatit).

Plagioclazul este de obicei un andezin (An 31), maclat polisintetic. Piroxenul apare în cristaloblaste slab alungite după prismă, dar cu contur neregulat. El prezintă macle după (100), iar unghiul de extincție variază între 43—56°, ceea ce indică un salit. În unele cazuri apar astfel de roci constituite preponderent din tremolit, mineral care prezintă adesea în jur o aureolă de reacție, în care se formează clinozoizit în concreșteri simplectitice cu plagioclazul.

Institutul Geologic al României

Skarne de reacție asemănătoare cu acestea au fost descrise și în seria de Grenville de către W i l s o n (1965). Și în această regiune rocile carbonatice au suferit atît acțiunea metamorfismului regional, cît și acțiunea filoanelor de pegmatit care le străbat.

Un skarn de reacție cu tremolit de la gura văii Armenișului, cu parageneza (10) are următoarea compoziție chimică :

Proba nr. 154 T. Skarn de reacție cu tremolit din cariera de la gura văii Armenișului

SiO_2	50,98	TiO_2	0,44	Valorile ACF
Al_2O_3	14,00	MnO	0,21	A = 23,3
Fe_2O_3	4,40	P_2O_5	0,08	C = 50,6
FeO	0,72	S	0,18	CF = 26,1
MgO	5,00	CO_2	absent	
CaO	19,88	H_2O (−105°C)	0,13	
Na_2O	2,51	H_2O (+105°C)	0,70	
K_2O	0,64	Total	99,87	

Analist : Cristina Popescu.

Proiecția valorilor A C F ale acestei roci pe diagrama din fig. 14, arată că ea se situează la limita dintre cîmpurile paragenezelor diopsid—anortit—hornblendă și diopsid—anortit—grossular.

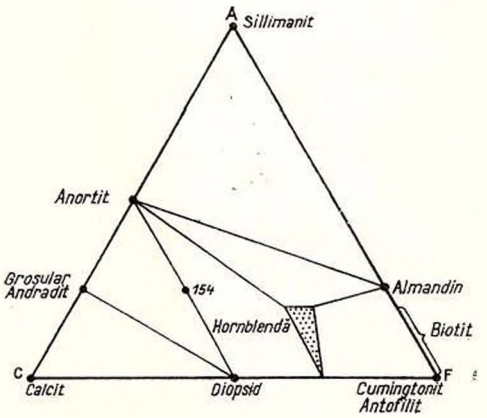


Fig. 14. — Diagrama ACF pentru rocile carbonatice cu silicați din zona cu sillimanit

Diagramme ACF concernant les roches carbonatées à silicates de la zone à sillimanite.

Schimbul metasomatic de elemente chimice care a avut loc între dolomite și șisturile cristaline din jurul lor pentru a forma skarne de reacție, reiese clar din diferențele de ioni ce rezultă din compararea celulei standard (B a r t h, 1955) a dolomitului, a cărei analiză chimică este

Institutul Geologic al României

redată la numărul 2 din tabelul 2 şi a skarnului de reacţie cu tremolit nr. 154, a cărei analiză este redată mai sus.

Celula standard a dolomitului:

$Ca_{28,0}\ Mg_{25,1}\ Fe_{0,8}\ Si_{0,1}\ S_{0,1}\ [O_{152,8}\ OH_{7,2}\]\ 160.$

Celula standard a skarnului de reacţie cu tremolit:

$K_{0,8}\ Na_{4,6}\ Ca_{20,4}\ Mg_{7,1}\ Fe_{3,7}\ Al_{15,8}\ Si_{48,7}\ Ti_{0,2}\ Mn_{0,1}\ S_{0,3}\ [O_{155,6}\ OH_{4,4}]\ 160.$

Bilanţul ionilor din cele două celule standard conduc la concluzia că, schimbul metasomatic de ioni s-a produs în felul următor:

Introdus		Îndepărtat	
K	0,8	Ca	7,6
Na	4,6	Mg	18,0
Fe	2,9	C	51,5
Al	15,8		25,6 cationi
Si	48,6		51,5 ioni de carbon (CO_2)
S	0,2		
Mn	0,1		
Ti	0,2		
	73,2 cationi		

Din acest bilanţ rezultă că, în dolomit a fost introdusă o mare cantitate de ioni de Si, Al, Fe, Na şi K în soluţie apoasă în stare supracritică, ce au reacţionat cu cea mai mare parte a ionilor de Ca şi cu o parte din ionii de Mg, pentru a forma diferitele asociaţii de minerale din skarne. Diferenţa ionilor de Ca şi mai ales de Mg, a fost îndepărtată împreună cu o importantă cantitate de CO_2 care exercita o mare presiune asupra sistemelor în reacţie. Ionii de Mg îndepărtaţi s-au concentrat la contactul dintre cele două medii cu compoziţie chimică diferită şi au format împreună cu Si, Al, K şi H_2O acumulările de flogopit, conform schemei din fig. 15.

Este interesant de remarcat faptul că, printre ionii care au migrat din şisturile cristaline în rocile carbonatice predomină Si, Al, Na şi K, elemente care arată că soluţiile metamorfice de temperatură ridicată care i-au transportat nu au fost simple soluţii apoase cu siliciu, ci au avut caracterul soluţiilor migmatice. Această constatare este foarte importantă, întrucît ea arată şi care a fost compoziţia chimică aproximativă a „topiturilor" anatectice, care au luat naştere în rocile din zona cu sillimanit şi au circulat prin stiva de şisturi cristaline, formînd în rocile

Institutul Geologic al României

carbonatice skarnele de reacție, iar în cele silico-aluminoase migmatitele cu diferite structuri.

Faptul că aceste soluții migmatice generate prin fenomenul de anatexie parțială sînt mai bogate în Na decît în K, explică și caracterul

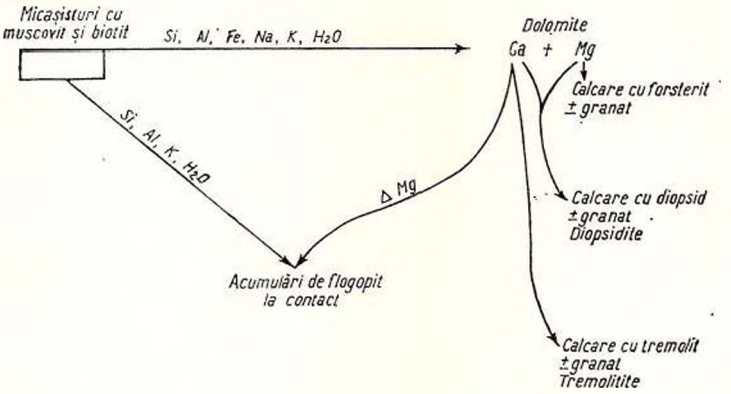


Fig. 15. — Schema proceselor de reacție dintre micașisturile și dolomitele din zona cu sillimanit.

Schéma des processus de réaction entre les micaschistes et les dolomites de la zone à sillimanite.

de roci bogate în plagioclaz și sărace în microclin al migmatitelor, ca și al majorității pegmatitelor din regiune. Această compoziție este determinată, evident, de compoziția globală a șisturilor cristaline, constituite mai ales din paragnaise bogate în plagioclaz și micașisturi, în care gnaisele cuarțo-feldspatice care de obicei conțin microclin, apar mai rar.

Intercalațiile de amfibolite din rocile carbonatice (pl. I, fig. 2) conțin de obicei aceeași asociație de minerale, ca și acelea intercalate în micașisturi și paragnaise și anume:

(11) Hornblendă—plagioclaz (An 37—40)—cuarț—rutil—sfen—magnetit (—apatit).

În unele cazuri însă, ca în cariera de la gura văii Armeniș (fig. 13), lentilele mici de amfibolite intercalate în dolomite conțin piroxen în următoarea parageneză:

(12) Diopsid — plagioclaz (An 46 — 44) — tremolit — rutil — sfen (—apatit—minerale opace).

Și în acest caz se ridică problema schimbului de ioni, care are loc în timpul metamorfismului între rocile cu compoziție chimică diferită,

Institutul Geologic al României

în care elementele chimice şi mineralele se substituie unele pe altele în funcţie de condiţiile de PT generale. Aceasta rezultă din faptul că numai amfibolitele intercalate în rocile carbonatice şi dintre acestea numai unele, au ajuns ca în aceleaşi condiţii termodinamice să conţină în parageneza lor şi diopsid. Formarea acestuia este clar că nu a depins de modificarea locală a condiţiilor de PT, ci de procesele petrochimice care au avut loc în timpul metamorfismului.

Lentilele de magnetit asociate rocilor carbonatice prezintă parageneze simple, fiind constituite din magnetit ± cuarţ ± carbonaţi; ultimele minerale chiar cînd sînt prezente, apar în cantitate foarte redusă. Uneori cu ele se asociază roci sideritice.

La sud de gara Armeniş, în zona exploatărilor de fier de la Feneş, se întîlnesc în gnaise benzi de amfibolite, care alternează cu benzi de calcare cu silicaţi şi benzi de magnetit cu amfiboli. Acestea au fost străbătute de soluţii migmatice pegmatoide, care au reacţionat cu rocile carbonatice-feruginoase şi au format benzi sau cuiburi de hornblendă larg dezvoltată (5—10 cm lungime) din grupa pargasit-hastingsit: $cNg = 18°$; Ng = albastru închis-verde; Nm = verde; Np = galben.

Redăm mai jos compoziţia chimică a acestui amfibol.

Compoziţia chimică a amfibolului de la Feneş

SiO_2	40,57	CaO	11,28
Al_2O_3	11,75	Na_2O	1,99
Fe_2O_3	7,34	K_2O	0,99
FeO	16,35	TiO_2	0,76
MgO	7,10	H_2O	1,31
MnO	0,34	Total	99,78

Analist: Cecilia Vasiliu

Formula cristalochimică calculată de noi este următoarea:

$(Ca_{1,87}\ Na_{0,58}\ K_{0,19})_{2,64}\ (Fe^{2+}_{2,15}\ Mg_{1,42}\ Mn_{0,04}\ Fe^{3+}_{0,79}$
$Ti_{0,08}\ Al_{0,52})_{5,00}\ (Si_{6,34}\ Al_{1,66})_{8,00}\ O_{22}\ (O_{0,32}\ OH_{1,36})_{1,68}$

Trebuie să subliniem faptul că asociaţiile de minerale stabile în diferitele roci cercetate indică zona cu sillimanit—muscovit—almandin fără ortoclaz, care ar aparţine subfaciesului sillimanit—almandin, în sensul stabilit de Turner în 1949 şi atribuit de el faciesului amfibolitelor. În sprijinul acestei concluzii vin şi asociaţiile cu olivină magneziană din rocile carbonatice, care conform observaţiilor lui Kiţul

Institutul Geologic al României

(1963) aparțin „zonei cu forsterit", ce se formează în domeniul rocilor cu sillimanit.

Condițiile termodinamice în care s-a format această zonă sînt mai greu de precizat. Totuși, se pot face unele aprecieri în această privință. Dacă limita de temperatură inferioară a acestei zone cu sillimanit—muscovit—almandin trebuie să fie la aproximativ 700°C, conform considerațiilor făcute la zona cu disten, limita ei de temperatură ridicată rămîne obscură. Ea trebuie să fie acolo, unde în locul muscovitului din asociația de mai sus începe să fie stabil ortoclazul.

Yoder și Eugster (1955) găsesc că limita superioară a stabilității muscovitului asociat cu cuarț ar fi aproximativ între 650° și 675°C și PH_2O de 1 Kb. Mai tîrziu, Segnit și Kennedy (1961) arată că izogradul muscovit = ortoclaz + sillimanit, cartat de obicei de petrologi pe teren, indică temperaturi între 650° și 750°C.

Pe baza cercetărilor sale, Evans (1965) a stabilit conform curbei de echilibru de pe diagrama din figura 16, că reacția muscovit + cuarț ⇌

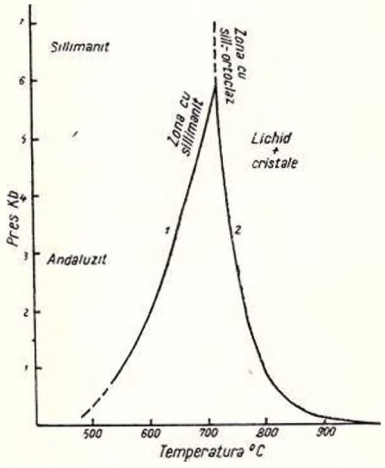


Fig. 16. — Diagrama de echilibru a fazelor din sistemul muscovit + cuarț (după Evans, 1965).

1, curba de echilibru muscovit + cuarț = feldspat potasic + sillimanit + apă; 2, curba de topire a sistemului sanidin-cuarț-apă (Shaw, 1963).

Diagramme d'équilibre des phases du système muscovite + quartz (selon Evans, 1965).

1, courbe d'équilibre muscovite + quartz = feldspath potassique + sillimanite + eau; 2, courbe de la fusion du système sanidine-quartz-eau (Shaw, 1963).

sillimanit + sanidin + apă este stabilă pînă la presiunea de 6 Kb și temperatura de 715°C. În acest punct curba de stabilitate este intersectată de curba de topire a sistemului sanidin—cuarț—apă, cercetat de Shaw (1963). Într-o lucrare mai recentă, Evans și Guidotti (1966) au arătat însă că, limita superioară a izogradului sillimanit—ortoclaz din Maine de West (U.S.A.) este la 800°C. În ceea ce privește limita inferioară ei fac unele considerații, arătînd că deoarece aceasta depinde de P totală — PH_2O, atunci la presiunea totală de 6 Kb minus 1 Kb PH_2O, temperatura ar putea să fie de 720°C.

Institutul Geologic al României

Aceste considerente şi datele de teren ne determină să considerăm că, zona cu sillimanit—muscovit—almandin din provincia metamorfică a Semenicului se situează între izogradul distenului şi cel al sillimanit-ortoclazului şi că s-a format la $T \geqslant 700°C$ şi presiunea litostatică de aproximativ 11 Kb.

FACTORII METAMORFISMULUI PROGRESIV ŞI PROCESELE DE RETROMETAMORFISM

Şisturile cristaline din provincia metamorfică a Semenicului s-au format în condiţii de temperatură şi presiune care au variat în limite largi. Între aceste limite a existat o serie întreagă de stări de echilibru intermediare, a căror intensitate se reflectă în cele şase zone metamorfice (izograde) separate pe teren (pl. VII şi X), de la zona cu biotit pînă la zona cu sillimanit inclusiv, aşa cum sînt prezentate ele în tabelul 3,

TABELUL 3

Repartiţia zonelor de metamorfism din provincia metamorfică a Semenicului la faciesurile metamorfice

Faciesul metamorfic, după Eskola (1939)	Subfaciesul metamorfic, după Turner şi Verhoogen (1960) completat	Zonele metamorfice din munţii Semenic	Indicele, modificat după Winkler (1965)
Şisturilor verzi	Cuarţ—albit—muscovit—clorit	Z. cu clorit (erodată)	$B_{1.1}$
Albit—epidot—amfibolitic	Cuarţ—albit—epidot—biotit	Z. cu biotit	$B_{2.1}$
	Cuarţ—albit—epidot—almandin	Z. cu almandin	$B_{2.2}$
Amfibolitic	Staurolit—almandin	Z. cu staurolit	$B_{3.1}$
	(Disten—staurolit—almandin)	Z. cu disten şi staurolit	$(B_{3.2})$
	Disten—almandin—muscovit	Z. cu disten	$B_{3.3}$
	Sillimanit—almandin—muscovit	Z. cu sillimanit	$B_{3.4}$

în care sînt rezumate concluziile stabilite în capitolul anterior. Nu se cunosc însă formaţiunile de deasupra zonei cu biotit, care au fost erodate şi nici ceea ce se găseşte sub zona cu sillimanit.

Institutul Geologic al României

Este de mare importanță să cunoaștem care au fost factorii care au controlat această succesiune de zone metamorfice. B a r r o w (1893) a arătat că principalul factor în metamorfism este temperatura, iar după F y f e, T u r n e r și V e r h o o g e n (1959), existența unei succesiuni de zone metamorfice trădează acțiunea unui gradient geotermic ce variază

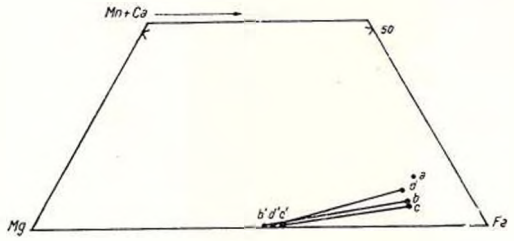


Fig. 17. — Perechi de granat și biotit din provincia metamorfică a Semenicului.

a, almandin din zona cu granat ; b—b', zona cu disten și staurolit ; c—c', zona cu disten ; d—d', zona cu silimanit.

Paires de grenat et biotite de la province métamorphique de Semenic :

a, almandin de la zone à grenat ; b—b', zone à disthène et staurotide ; c—c', zone à disthène ; d—d', zone à sillimanite.

în sensul acestei succesiuni și deci, că metamorfismul are un caracter progresiv.

Caracterul progresiv al metamorfismului reiese și din felul cum se proiectează granații și biotitele din zonele metamorfice pe diagrama din figura 17, din care rezultă, conform lui E n g e l și E n g e l (1960) și A t h e r t o n (1965), că deși variația conținutului de elemente chimice este mică, sensul acesteia și felul cum se orientează liniile de legătură dintre mineralele-perechi arată că ea a fost controlată de variația gradului de metamorfism și mai puțin de compoziția rocilor (S a v u et al., 1967 a). Mineralele perechi din șisturile cristaline din munții Semenic conțin foarte puțin Ca, ca și acelea din seria de Moine (L a m b e r t, 1959) și din zona Ryoke (M i y a s h i r o, 1956) sau din Nova Scoția (P h i n n e y, 1963) și diferă puțin de mineralele din Adirondack, care au un conținut mai ridicat de Ca (E n g e l și E n g e l, 1960).

Cele șase zone de metamorfism s-au format în condiții în care temperatura a crescut de la zona cu biotit pînă la zona cu sillimanit cu peste 250°C, fapt demonstrat prin cercetările experimentale asupra formării diferitelor minerale sau parageneze existente în astfel de roci metamorfice.

Institutul Geologic al României

Factorul temperatură este însă modificat atît în provincia metamorfică a Semenicului, cît şi în altele, de activitatea plutonismului sinorogen, astfel că în aureola de contact sincinematic din jurul corpurilor granitoide apar parageneze cu minerale critice care indică un grad de metamorfism mai ridicat, decît nivelul la care au fost metamorfozate şisturile cristaline din jur. De aceea, ni se pare că după caracterul metamorfismului, seriile standard stabilite de M i y a s h i r o (1961) pot fi considerate astfel: seria de faciesuri standard disten—sillimanit determinată de metamorfismul regional *s.str.* (ex. munţii Semenic, Sebeş şi Highiş-Drocea, eventual şi Carpaţii Orientali), seriile Abukuma şi Pirinei (Z w a r t, 1963) influenţate puternic de metamorfismul de contact sincinematic (ex. seriile vechi din autohtonul danubian?) şi „grupul intermediar de presiune joasă", de tip Buchan, ca produs al combinării în anumite limite a metamorfismului cu caractere diferite şi a variaţiei compoziţiei chimice a rocilor (ex. munţii Lotrului şi Rez).

În această accepţiune putem considera, pe baza datelor pe care le deţinem pînă în prezent, că formaţiunile metamorfice ale ciclului prebaicalian (provincia metamorfică prebaicaliană) din Carpaţii româneşti aparţin seriei de faciesuri standard de tipul disten—sillimanit, avînd tendinţe spre grupul intermediar de presiune joasă — Buchan. În formaţiunile metamorfice ale acestuia din urmă apar asociaţii de minerale cu staurolit, andaluzit, cordierit, disten şi sillimanit, cum sînt cele din munţii Lotrului, Rez, etc.

Dar dacă numai temperatura determinată de creşterea gradientului geotermic ar fi cauza metamorfismului progresiv, ar trebui ca limitele zonelor de metamorfism—izogradele—să fie orizontale şi paralele între ele. În cele mai multe regiuni şi chiar în cele din seria de faciesuri disten—sillimanit, această condiţie nu este îndeplinită şi în acest sens menţionăm observaţiile recente ale lui C h i n n e r (1966) şi B r o w n (1967), care arată că izogradele sînt suborizontale.

În provincia metamorfică a Semenicului se observă de asemenea (pl. VII şi X), că izogradele nu sînt nici orizontale şi nici paralele cu stratificaţia rocilor. Intensitatea metamorfismului progresiv este mai mare în lungul structurii anticlinale majore a virgaţiei, izogradele deplasîndu-se în sus şi depăşind, chiar şi în porţiunile în care nu sînt prezente granitoidele, nivelul stratigrafic la care se găsesc ele în lungul structurilor sinclinale Mehadica-Poniasca de la sud şi Delineşti-Tîrnova de la nord.

Intensitatea mai mare a metamorfismului în lungul structurilor anticlinale şi mai mică în lungul sinclinalelor este o particularitate ce se

Institutul Geologic al României

datorează, în afară de temperatură care este factorul principal al metamorfismului, unei serii de alți factori neesențiali, dar care influențează cauza principală, metamorfismul fiind deci un efect cumulat.

Tilley (1924) a definit izogradul ca fiind linia (suprafața) care unește punctele cu aceleași valori de PT dintr-o serie metamorfică. El acordă deci o importanță deosebită și presiunii în procesele metamorfice, factor care după Miyashiro (1961) și Velikoslavinskii (1965) imprimă caracterul de serie de facies standard al unei provincii metamorfice.

Într-o lucrare anterioară (Savu et al., 1967 a) am arătat că provincia metamorfică a Semenicului prezintă caracterele unei serii de faciesuri de presiune înaltă, demonstrate de variația compoziției chimice a granaților piralspitici și că se aseamănă cu seria de Mamsk și cu aceea din Dutches County. Efortul acestei presiuni se pare că a fost repartizat oarecum uniform numai în prima perioadă, în care metamorfismul s-a manifestat ca metamorfism de sarcină, deci în etapa deformațiilor precristaline în sensul lui Read (1957), ceea ce rezultă din orientarea divergentă în planul foliației a cristalelor de hornblendă din amfibolitele cu albit și epidot ale zonei cu biotit din seria de Miniș. Odată cu începutul cutării și al deformațiilor sincinematice, în care intervin eforturile tangențiale, repartiția presiunii se modifică, astfel că presiunea totală este mai puternică în cuprinsul structurilor anticlinale care suferă un fenomen de comprimare și mai slabă în structurile sinclinale. Această redistribuire a presiunilor asupra formațiunilor din zona geosinclinală, care se cutau și se metamorfozau, a determinat particularitățile metamorfismului progresiv, influențînd poziția suprafețelor izogradelor. Ca urmare, aspectele structurale formate în prima etapă se șterg pe măsura avansării metamorfismului și se imprimă cele din a doua etapă.

Rezultă că presiunea joacă un rol deosebit atît în ce privește intensitatea metamorfismului și deci a poziției izogradelor de metamorfism, cît mai ales în imprimarea caracterului de serie de facies standard al provinciei metamorfice.

Simpla afirmație că metamorfismul unei serii cristaline este determinat de condițiile variabile de PT, conține în ea și ideea că acest proces nu are loc brusc și că el se desfășoară în timp de milioane de ani, deoarece acești doi factori se modifică cu creșterea grosimii formațiunilor în geosinclinal și cu intensitatea presiunii tangențiale care de asemenea se desfășoară în timp. De aceea, o fază metamorfică reprezintă și ea un proces evolutiv, în sensul că transformările nu se produc nici ele brusc, ci într-un

Institutul Geologic al României

ritm crescînd, progresiv, de jos în sus, pînă la o intensitate maximă. Recristalizările materialului urmăresc şi ele acest sens, unele minerale formîndu-se înaintea altora, în funcţie de condiţiile de PT şi de concentraţia mai mare a unor componenţi chimici în rocile iniţiale. De aceea, în etapa de la începutul acestui proces, cînd condiţiile termodinamice au fost mai slabe, în rocile formate au putut să existe alte asociaţii de minerale decît acelea care se formează în etapa de intensitate maximă a metamorfismului, mărturie stînd mineralele relicte de metamorfism mai scăzut, conservate în altele mai tîrzii şi de metamorfism mai avansat, ca de exemplu staurolitul inclus în almandinul înconjurat de sillimanit din munţii Lotrului.

Zen (1963) a arătat că unul din cele mai sigure criterii pentru stabilirea echilibrului chimic din rocile metamorfice este echilibrul textural. Întrucît în fiecare zonă metamorfică separată (tabelul 3) textura rocilor şi paragenezele formate arată că acest echilibru a fost atins, se întrevede posibilitatea ca zonele metamorfice să se fi succedat în cursul metamorfismului, astfel că formaţiunile din zona cu sillimanit de exemplu, să fi trecut prin condiţiile termodinamice ale tuturor zonelor de deasupra şi în consecinţă, paragenezele de minerale să se fi succedat de jos în sus.

În mod obişnuit, condiţiile termodinamice care au controlat metamorfismul se stabilesc pe baza asociaţiilor de minerale dintr-o anumită zonă metamorfică. Aceste parageneze pot fi influenţate însă, de compoziţia chimică iniţială a materialului. În rocile în care sînt în exces anumite elemente chimice majore sau numai unele elemente sau compuşi care favorizează reacţiile (Pitcher, 1965), acestea conduc la formarea unor minerale-index sau asociaţii de minerale care indică un grad de metamorfism mai ridicat, decît cel la care au fost supuse rocile respective. Aşa sînt gnaisele cu piroxen cu aspect de granulit din zona cu disten şi staurolit şi rocile descrise ca eclogite în Carpaţii Meridionali, formate însă prin fenomene de reacţie între şisturile cristaline carbonatice-feruginoase şi soluţiile sinmetamorfice, la nivelul zonelor cu sillimanit şi cu disten şi staurolit. Formarea acestora nu a putut fi determinată de modificări locale de PT în cadrul acestor zone metamorfice, ci indică schimbări accidentale în compoziţia chimică a rocilor. Prin compoziţia lor, aceste roci ar putea totuşi conduce în mod nejustificat la separarea faciesurilor granulitic şi eclogitic la nivelul zonelor sillimanitului sau distenului, ceea ce nu ar fi compatibil cu condiţiile termodinamice, sau la discuţii despre inversarea faciesurilor metamorfice.

Institutul Geologic al României

Ținînd seamă de aceste particularități ce intervin în procesele metamorfice, rezultă de acord cu A t h e r t o n (1965), că diagnosticarea subfaciesurilor (zonelor) metamorfice este necesar să se facă în funcție de paragenezele seriilor de roci izochimice cele mai caracteristice.

În condițiile metamorfismului regional progresiv din zonele adînci ale geosinclinalului, pe lîngă fenomenul de recristalizare au fost declanșate și alte procese asociate, ca mobilizarea materialului „ușor fuzibil" prin anatexie diferențială (E s k o l a, 1933), care a condus la formarea migmatitelor sincinematice. Acestea sînt larg dezvoltate în special în formațiunile care aflorează în lungul structurii anticlinale majore a virgației (planșa VII), și sînt în concordanță cu observațiile lui E s k o l a (1961), după care mobilizatele generate în timpul metamorfismului migrează ca și granitoidele sinorogene, către zonele axiale ale anticlinalelor.

În drumul lor ascensional, fluidele apoase metamorfice și soluțiile migmatice pot să vehiculeze căldură, care modifică gradientul geotermic în zonele anticlinale și activează reacțiile, contribuind astfel la accentuarea intensității metamorfismului și deci la deplasarea în sus a suprafeței izogradelor de metamorfism.

Paragenezele de minerale au putut fi modificate și în etapa tîrziu-cinematică sau imediat după aceasta, în condiții aproape statice, cînd încă mai cristalizează unele minerale ca feldspații, a căror dezvoltare este determinată de procesul de formare a migmatitelor și mai ales a pegmatitelor. Se pare că în această etapă se formează și ultimele zone ale granaților sau are loc înlocuirea acestora cu mice sau cu cuarț, feldspați și mice în rocile afectate de migmatizare.

După ce condițiile de PT au scăzut sub limita pînă la care ele pot genera fenomene de metamorfism progresiv, prin roci au continuat să circule soluții postmetamorfice de temperatură din ce în ce mai scăzută, care s-au deplasat pe planele de foliație și mai ales pe fisurile ce se formează treptat cu pierderea plasticității șisturilor cristaline. Acestea au acționat asupra rocilor metamorfice prin procese slabe de retrometamorfism, răspîndite la scară regională, care au condus la înlocuirea mineralelor de temperatură mai ridicată, ca granat, disten, forsterit, etc., cu clorit, muscovit și minerale serpentinice, conservîndu-se structura primară a rocilor; se formează uneori cloritoid secundar pe seama staurolitului sau a granatului.

În funcție de condițiile în care ia naștere, acest proces apare ca un autoretromorfism. El se deosebește însă de retromorfismul produs de o fază metamorfică mai tîrzie, prin absența elementelor structurale

Institutul Geologic al României

suprapuse sau a milonitizărilor care apar în lungul unor zone de laminare de vîrstă paleozoică sau mezozoică din diferite părți ale munților Semenic.

CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA CONDIȚIILOR TERMODINAMICE CARE AU CONTROLAT METAMORFISMUL PROGRESIV ȘI PROCESELE DE ANATEXIE

Condițiile termodinamice care au controlat metamorfismul progresiv al provinciei din munții Semenicului, au depins la rîndul lor de condițiile geologice în care au evoluat formațiunile generate în timpul evoluției geosinclinalului prebaicalian. Rezultatele cercetărilor noastre au arătat că formațiunile metamorfozate au atins în acest geosinclinal o grosime de aproximativ 38 km, dar grosimea depozitelor sedimentare inițiale trebuie să fi fost însă mult mai mare. În funcție de această grosime au variat în limite largi și principalii factori ai metamorfismului, în formațiunile din complexul inferior temperatura depășind 700°C, iar presiunea fiind de aproximativ 11 kb.

După cum rezultă din tabelul 4, presiunea și temperatura au crescut cu adîncimea, respectiv cu grosimea formațiunilor, determinînd în funcție de valorile lor, formarea a două zone metamorfice în seria de Miniș, dintre care una a fost erodată, și a cinci zone metamorfice în seria

TABELUL 4

Dependența zonelor de metamorfism din provincia munților Semenic de temperatură și presiune, în funcție de adîncime și grosimea formațiunilor

Seriile cristaline	Zonele de metamorfism	Grosimea m	Adîncimea km	Presiunea Kb	Temperatura °C
Seria de Miniș	Z. cu clorit (erodată)	13000—14000	0—14	0—4	0—450
	Z. cu biotit	1 500	14—15,5	$\geqslant$4	450—470
Seria de Sebeș-Lotru	Z. cu almandin	1 500	15,5—17	$\geqslant$4—4,5	470—545
	Z. cu staurolit	1 000	17—18	4,5—5	545—<600
	Z. cu disten și staurolit	15 000	18—33	5—8	600—650
	Z. cu disten	3 000	33—36	8—9,5	650—700
	Z. cu sillimanit	2 000	36—38	9,5—11	$\geqslant$700

Institutul Geologic al României

inferioară de Sebeș-Lotru. Conform lui Barrow (1912), zonele formate la temperaturi mai mici de 600°C au fost separate pe baza mineralelor-index mafitice, clorit, biotit, almandin și staurolit, iar cele formate la temperatură mai mare de 600°C prin mineralele polimorfe ale silicatului de aluminiu, disten și sillimanit.

Separarea șisturilor cristaline în zone metamorfice ni s-a părut mai naturală decît cartarea pe faciesuri sau subfaciesuri, cu toate că unele zone, ca de exemplu aceea cu disten și staurolit sau cu sillimanit—muscovit—almandin nu corespund unuia din subfaciesurile stabilite de diferiți cercetători (tabelul 3). Dar faciesul metamorfic și subfaciesul sînt concepte de mare generalizare, al căror număr se poate modifica și în care sînt repartizate zonele metamorfice după diferite criterii, ce pot varia de la un sistem la altul. Din contră, zona metamorfică, separată pe baza ariei de răspîndire a mineralului-index caracteristic, este o realitate a naturii care nu poate fi modificată, decît poate în ceea ce privește limitele cartografice (pl. X).

De aceea, este evident că fundamentarea teoretică a modului de apreciere a condițiilor termodinamice în care s-au format aceste zone s-a făcut, cum am văzut mai sus, pe baza condițiilor de PT în care se formează aceste minerale-index sau alte minerale care apar de obicei în parageneză cu ele. Cu toate că Pitcher (1965), referindu-se la silicații polimorfi de aluminiu, consideră că cercetările experimentale nu pot imita condițiile de formare a acestora în natură, noi am folosit pe larg rezultatele experimentale obținute pînă acum asupra diferitelor minerale, pornind de la ideea că ele ne oferă totuși date destul de apropiate de realitate. De altfel, aceste rezultate, corelate cu observațiile de teren și cu rezultatele lucrărilor experimentale efectuate asupra altor minerale, îndreptățesc acest mod de a aborda problema.

În diagrama din fig. 18, sînt reprezentate într-o formă generalizată curbele principalelor reacții care au stat la baza aprecierii condițiilor de metamorfism și poziția succesiunii de zone metamorfice din provincia munților Semenic, în raport cu condițiile termodinamice care au controlat formarea lor.

Prima curbă (1) separă pe diagramă domeniul de stabilitate al mineralelor hidratate și pirofilitului de cel al distenului (Althaus, 1967). În primul domeniu se situează zona cu clorit erodată, zona cu biotit și o parte din zona cu granat, care se succed în funcție de modificarea condițiilor de PT. Aceste zone s-au format la temperaturi mici care nu ating 545°C și presiuni care nu depășesc 4,5 Kb.

Institutul Geologic al României

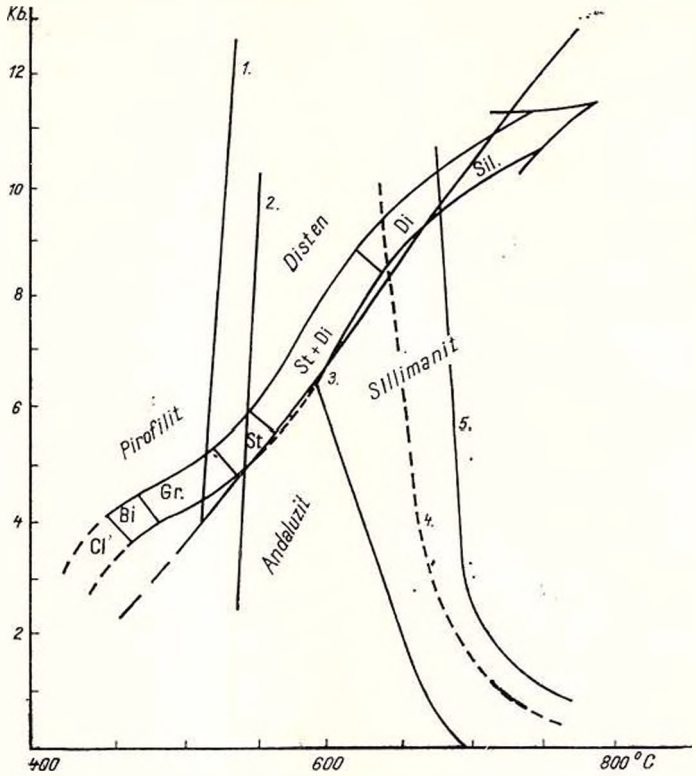


Fig. 18 — Diagrama PT pentru reprezentarea condițiilor termodinamice care au controlat formarea zonelor de metamorfism și a proceselor de anatexie din provincia metamorfică a Semenicului.

1, limita de faze în reacția pirofilit = disten + cuarț + apă (Althaus, 1967); 2, limita de faze în reacția cloritoid + silicat de Al = staurolit + cuarț + apă (Hoschek, 1967); 3, punctul ternar și curbele de echilibru pentru silicații polimorfi de Al_2SiO_5, după Althaus (1967), modificate de autor; 4, curba de topire a granitului (minim ternar), după Tuttle și Bowen (1958) și Luth et al. (1964); 5, curba de topire a unui gnais în care raportul Ab/An = 2,2, redată după Winkler (1966).

Diagramme PT concernant la représentation des conditions thermodynamiques qui ont contrôlé la formation des zones métamorphiques et les processus d'anatexie dans la province métamorphique de Semenic :

1, limite des phases pendant la réaction pyrophyllite = disthène + quartz + eau (Althaus, 1967); 2, limite des phases pendant la réaction chloritoide + silicate d'Al = staurotide + quartz + eau (Hoschek, 1967); 3, point ternaire et diagrammes d'équilibre concernant les silicates polymorphes d'Al_2SiO_5, selon Althaus (1967), modifiés par l'auteur; 4, courbe de la fusion du granite (minimum ternaire), selon Tuttle et Bowen (1958) et Luth et al. (1964); 5, courbe de la fusion d'un gneiss dont le rapport Ab/An est = 2,2, selon Winkler (1966).

Institutul Geologic al României

Linia următoare (2) reprezintă limita de stabilitate pentru reacția cloritoid + silicat de Al = staurolit + cuarț + apă, care are loc la aproximativ 545°C (Hoschek, 1967). Aceste două curbe cuprind între ele un domeniu în care se dezvoltă zona cu almandin, după care urmează la dreapta zona cu staurolit.

Punctul ternar (3) și curbele de stabilitate pentru reacțiile andaluzit — disten, disten— sillimanit și andaluzit — sillimanit sînt redate după Althaus (1966—1967). Asupra poziției punctului ternar s-au propus anterior diferite forme de reprezentare, stabilite fie pe observații de teren, fie pe lucrări experimentale, concluzii rezumate pe larg de Hitarov et al. (1963), Pitcher (1965) și de Newton (1966 b). Este necesar să amintim totuși, că primele încercări ipotetice asupra relațiilor de echilibru dintre aceste faze polimorfe au fost întreprinse de Korjinski (1937) și Miyashiro (1949). În ceea ce privește poziția punctului ternar pe diagramă, Hietanen (1956) care surprinde pe teren coexistența celor trei minerale de aluminiu în șisturile cristaline de la Princed (Idaho), asociate cu roci în care sînt prezente parageneze cu epidot, ajunge la concluzia că acest punct trebuie să se găsească la 400°C. Au urmat o serie de cercetări care l-au fixat în diferite poziții cuprinse între 250° și 600°C (Schuiling, 1957—1962; Clark et al., 1957; Skinner et al., 1961; Bell, 1963; R. C. Newton, 1966 b). După cum au arătat Schuiling (1958) și Sobolev (1960), fixarea punctului ternar la valori prea mici de temperatură nu este compatibilă cu situația din natură, deoarece ar trebui ca acest punct să se afle în domeniul mineralelor de aluminiu hidratate.

Aspectul general al diagramei lui Miyashiro (1949), după care cîmpul de stabilitate al andaluzitului se ascute în domeniul presiunilor înalte a fost confirmat de Thompson (1955) și apoi de Schuiling (1957—1962).

În ultimul timp Althaus (1967) a stabilit punctul ternar la $T = 595 \pm 10°C$ și $P = 6{,}6 \pm 0{,}4$ Kb. Dar pe diagrama construită de acest cercetător, curbele andaluzit — disten și andaluzit — sillimanit formează între ele un unghi de aproximativ 90°, situație care nu poate fi aplicată stărilor de echilibru din provincia metamorfică a Semenicului. De aceea, pe diagrama din fig. 18 noi am folosit poziția punctului ternar după Althaus (1967), dar am modificat orientarea curbei de stabilitate andaluzit — disten după modelul figurat de Miyashiro (1961) și mai recent de Bell (1963), și Newton (1966 b) micșorînd puțin cîmpul de stabilitate al andaluzitului.

Institutul Geologic al României

Întrucît în provincia Semenicului nu apare andaluzitul ca mineral stabil, zonele cu staurolit, staurolit şi disten şi disten se succed aproape paralel cu curbele andaluzit — disten şi disten — sillimanit. În domeniul în care T >700°C, iar P > 10 Kb, rocile metamorfice depăşesc curba de stabilitate disten — sillimanit şi trec în domeniul zonei cu sillimanit — muscovit — almandin.

La temperatură mai ridicată, deci la oarecare adîncime sub actuala zonă cu sillimanit, formaţiunile ar trebui să treacă în zona cu silimanit — feldspat potasic — almandin, asemănătoare celei descrisă de Evans şi Guidotti (1966). Acesta este de fapt şi domeniul pînă la care este stabilă relaţia muscovit + cuarţ = feldspat potasic + silicat de aluminiu (Evans, 1965), indicat de curba din fig. 16.

Aspectul curbei care indică domeniul metamorfismului din provincia munţilor Semenic (fig. 18), rezultat din succesiunea zonelor metamorfice în funcţie de condiţiile de PT, urmăreşte în linii mari forma curbei stabilită de Miyashiro (1961) pentru seria baroviană de faciesuri standard disten — sillimanit (Savu et al., 1967a). Se deosebeşte de aceasta prin faptul că, seria de zone metamorfice din Semenic se apropie foarte mult de cele două curbe limită andaluzit — disten şi disten — sillimanit şi prezintă o mică inflexiune între zona cu almandin (granat) şi aceea cu disten şi staurolit.

Poziţia seriei de zone metamorfice demonstrează pe de altă parte, că punctul ternar andaluzit — disten — sillimanit este normal să aibă o poziţie cît mai apropiată de aceea stabilită de Newton (1966 b) şi Althaus (1967), deoarece adoptarea unei alte poziţii cu temperatură mai scăzută, aşa cum sînt descrise mai multe cazuri în literatură, ar fi condus la situaţia în care seria de zone metamorfice din provincia Semenicului s-ar fi aflat în domeniul andaluzit — sillimanit, deci în poziţia curbei stabilită de Miyashiro (1961) pentru seria de faciesuri standard din platoul Abukuma.

Condiţiile termodinamice care au controlat metamorfismul progresiv al şisturilor cristaline, în care presiunea a depăşit 10 Kb, iar temperatura 700°C, au determinat în acelaşi timp şi procese de migmatizare, generate de fenomenul de anatexie parţială a rocilor. După cum s-a arătat în capitolele anterioare, fenomenele de mobilizare a materialului feldspatic au început chiar din zonele cu granat şi cu staurolit, deci în condiţii în care temperatura a variat între 470 şi 600°C, iar presiunea între 4 şi 5 Kb. Ele au condus la formarea gnaiselor nodulare (pl. III, fig. 1).

Institutul Geologic al României

Cercetările experimentale întreprinse de W i n k l e r (1966) și von P l a t e n (1965) au arătat însă că, fenomenele de anatexie sînt asociate metamorfismului de grad înalt, care are loc între 600 și 700°C. De aceea, trebuie să presupunem că formarea gnaiselor nodulare la presiune înaltă se datorează fenomenului de diferențiere metamorfică, combinat cu cel de concreție (R a m b e r g, 1952), prin care s-au format nodule fenoblastice sau cumuloblastice de plagioclaz. Aceleași roci sînt însă străbătute și de mici filonașe de cuarț și feldspați și în consecință, presupunem că la presiune înaltă, astfel de procese care preced fenomenul de migmatizare propriu zis, se manifestă încă din zonele cu almandin sau cu staurolit, dar nu în toate rocile, ci numai în cele mai bogate în material cuarțo-feldspatic.

Fenomenele de migmatizare se dezvoltă larg însă, în zonele metamorfice formate la temperaturi mai mari de 600°C. Astfel, în zona cu disten și staurolit, formată la 600—650°C și 5—8 Kb, iau naștere migmatite oculare și lenticulare, în zona cu disten formată la 650—700°C și 8—9,5 Kb se dezvoltă stromatite, iar în zona cu sillimanit formată la peste 700°C și la presiune mai mare de 10 Kb, apar stromatite și filoane ptygmatice.

Condițiile termodinamice în care au luat naștere aceste trei zone metamorfice justifică formarea migmatitelor *in situ*—prin anatexie parțială—așa cum au demonstrat cercetările experimentale din ultimii zece ani și cum reiese din diagrama din fig. 18. Curba (4) care reprezintă după T u t t l e și B o w e n (1958) și L u t h et al. (1964) linia de topire a unui material în care raportul Ab/An = ∞ (W i n k l e r, 1966), arată că anatexia poate să înceapă în unele roci chiar din domeniul temperaturii de 625°C. Acest domeniu de temperaturi s-a găsit în timpul metamorfismului aproximativ la limita dintre zona cu disten și staurolit și zona cu disten, unde curba (4) intersectează seria de zone metamorfice.

La temperatură mai ridicată, ca de exemplu la 700°C, se topesc și roci mai bogate în calciu, în care raportul Ab/An = 2,2 așa cum demonstrează curba (5), redată după W i n k l e r (1966), care intersectează seria de zone metamorfice din Semenic la limita dintre zona cu disten și zona cu sillimanit. Aceasta explică și dezvoltarea largă a migmatitelor și a pegmatitelor în cele două zone metamorfice.

Întrucît migmatitele din munții Semenicului s-au format în principal prin anatexia parțială a rocilor metamorfice, ele aparțin tipului de migmatite venitice, care după H o l m q u i s t (1921) se formează prin exudare. Succesiunea proceselor care au condus la formarea acestor migmatite a fost următoarea :

gnaise nodulare→migmatite oculare→migmatite lenticulare→stromatite→ptygmatite.

Institutul Geologic al României

După cum au arătat King (1965) și Härme (1966), condițiile în care se dezvoltă migmatitele în natură sînt mult mai complicate decît reușim să le reproducem noi în laborator. De aceea, noi credem că în timpul metamorfismului nu tot materialul rezultat din anatexia parțială a rocilor metamorfice rămîne pe loc, pentru a forma migmatite *in situ s. str.*, cum a demonstrat Mehnert (1953). Tocmai pentru faptul că acest material este legat de o fază gazoasă, în special apă în stare supracritică, el trebuie să fie foarte mobil și poate să circule pe planele de foliație și mai ales pe fisuri, la diferite distanțe de locul unde s-a produs anatexia. Se produc astfel, în anumite zone chiar cu metamorfism mai puțin accentuat, acumulări de material anatectic din care rezultă migmatite mai bine dezvoltate, alături de roci mai puțin migmatizate sau aproape lipsite de astfel de fenomene.

Se formează de asemenea, filoanele cu caracter aplitic sau lentilele și filoanele de pegmatite cu margini aplitice din partea de est a cristalinului Semenicului, roci care nu au o legătură evidentă cu unul din corpurile granitoide din regiune. Aceste filoane sau lentile pot străbate atît micașisturile și paragnaisele, cît și amfibolitele sau calcarele cristaline, producînd în jurul lor feldspatizări și fenomene de migmatizare mai accentuate sau skarnele de reacție.

De aceea, afirmațiile prin care diferiți autori arată că unele migmatite regionale sînt venitice (Holmquist, 1921) și formate deci *in situ* prin anatexie (Winkler, 1966; von Platen, 1965), altele sînt arteritice și prin urmare formate prin injecție (Sederholm, 1907) sau metasomatice (Härme, 1966), trebuie să le considerăm ca referindu-se la diferite aspecte, momente sau etape din evoluția unui singur proces important, procesul de migmatizare, care se dezvoltă în zonele cu metamorfism de grad mediu și înalt, sub controlul condițiilor de PT și în funcție de compoziția rocilor metamorfozate.

PLUTONISMUL SINOROGEN

În timpul desfășurării proceselor metamorfice din provincia munților Semenic, are loc și manifestarea unui plutonism acid sinorogen. Acesta este reprezentat prin corpurile granitoide de dimensiuni mai mari de la Poniasca și Buchin-Poiana sau mai mici, cum este cel de la Slatina Timiș (pl. VII). Acești plutoni sinorogeni sînt alcătuiți din tonalite, granodiorite și granite cu muscovit și biotit, în general cu textură gnaisică sau slab orientată și străbătute de filoane de pegmatite feldspatice și aplite.

Institutul Geologic al României

După părerea noastră, exprimată și cu altă ocazie (S a v u, V a s i l i u, 1968), acești plutoni au rezultat dintr-o magmă primară de origine litogenă, cu compoziție grano dioritică. Această magmă s-a format prin procese de anatexie ca și migmatitele, dar la adîncimi mult mai mari în scoarță, în zonele de sub form ațiunile ce se cutau și se metamorfozau în geosinclinalul prebaicalian. În aceste zone, scoarța terestră a suferit flexurări radiale (P o l k a n o v et al., 1963) și a fost străbătută de plane de forfecare profunde, în lungul cărora a avut loc topirea completă a sialului.

În drumul lor lent spre suprafață, acești plutoni sinorogeni pierd o anumită cantitate din căldura primară de topire, astfel că la nivelul la care se consolidează ei par că s-au adaptat condițiilor termodinamice în care se metamorfozează șisturile cristaline din jurul lor, condiții sub care magma intrusă și în parte consolidată cristalizează definitiv. De aceea, în tectonica corpurilor granitoide sinorogene nu se imprimă în final elementele structurale de curgere, ci acelea ale transportului tectonic, deci elementele structurale care apar și în șisturile cristaline înconjurătoare. În acest caz, tectonica acestor corpuri granitoide trebuie să fie cercetată conform principiilor fundamentate de S a n d e r (1950) și nu pe baza elementelor caracteristice pentru corpurile magmatice posttectonice.

Totuși, corpurile granitoide mai păstrează de obicei o anumită cantitate de căldură în exces, care se consumă de obicei la formarea zonei de contact sincinematic din jurul lor, fiind deci disarmonice în raport cu șisturile cristaline. În aceste aureole de contact șisturile sînt injectate sincinematic cu material granitoid, formîndu-se migmatite arteritice în sensul imaginat de S e d e r h o l m (1907).

În munții Semenicului este însă o deosebire netă din toate punctele de vedere între migmatitele arteritice și cele venitice, cele două tipuri de roci putînd fi ușor deosebite unul de altul.

CONCLUZII GENERALE

Șisturile cristaline din provincia metamorfică a Semenicului sînt de vîrstă proterozoic-inferioară și s-au format în cursul evoluției geosinclinalului prebaicalian, care s-a instalat în zona mobilă a Carpaților după mișcările de la sfîrșitul Arhaicului superior.

În acest geosinclinal s-au depus formațiuni sedimentare preponderent grezoase la început, cu care se asociau apoi depozite pelitice, mai rar carbonatice și produsele vulcanice ale magmatismului inițial sincron; se produc acumulări de fier în complexul inferior și de mangan în complexul amfibolitelor, care formează actualmente două districte metalogenetice

Institutul Geologic al României

în provincia acumulărilor vulcanogen-sedimentare metamorfozate de vîrstă prebaicaliană din Carpaţi.

Aceste formaţiuni de geosinclinal se metamorfozează şi se cutează la sfîrşitul Proterozoicului inferior, alcătuind o structură în virgaţie, care se încadrează în tectonica majoră a fundamentului cristalin al Carpaţilor şi Balcanilor.

Din punct de vedere stratigrafic, rocile metamorfozate alcătuiesc două serii cristaline şi anume, seria de Sebeş-Lotru cu cinci complexe şi seria de Miniş. Grosimea acestor serii, inclusiv partea erodată a seriei de Miniş, a fost de aproximativ 38 km.

După gradul de metamorfism care a variat în funcţie de grosimea formaţiunilor şi după mineralele-index formate, în şisturile cristaline din provincia Semenicului s-au separat pe teren şase zone metamorfice şi anume, zonele cu biotit ± clorit, almandin, staurolit, disten ± staurolit disten şi cu sillimanit.

Metamorfismul progresiv care a controlat formarea acestor zone a avut loc între 450 şi peste 700°C, la presiune litostatică ce a variat între 4 şi 11 Kb.

În funcţie de compoziţia primară a rocilor, se formează diferite asociaţii de minerale controlate de condiţiile de PT. Elementele chimice în exces determină formarea unor minerale la un grad de metamorfism mai scăzut, decît cel la care apar ele în rocile cu compoziţie chimică normală.

Între stratele de roci cu compoziţie chimică diferită au loc schimburi de substanţă, fenomen care face ca în cazul rocilor carbonatice şi al paragnaiselor să se formeze skarne de reacţie şi gnaise cu piroxen sau acumulări de flogopit.

Metamorfismul are caracter progresiv, determinat de factorii temperatură şi presiune, la ale căror efecte majore se adaugă particularităţile rezultate din compoziţia chimică variabilă a rocilor primare.

În timpul metamorfismului se produc fenomene de migmatizare, generate de procesele de anatexie parţială a rocilor, din care iau naştere diferite varietăţi de migmatite şi mai tîrziu pegmatite şi filoane de cuarţ. Acestea din urmă formează în regiune două districte metalogenetice importante.

Se manifestă de asemenea plutonismul sinorogen, a cărui activitate conduce la punerea în loc a corpurilor de roci granitoide de diferite dimensiuni, însoţite de pegmatite şi aplite.

În stadiul final al metamorfismului formaţiunile cristaline sînt afectate de un slab proces de (auto-) retrometamorfism, dezvoltat la scară regională.

Institutul Geologic al României

Pe baza acestor concluzii se poate stabili că provincia metamorfică a Semenicului aparține seriei de faciesuri standard de tipul disten — sillimanit sau barovian, asemănătoare cu aceea din munții Grampian din Scoția. —

Primit: martie 1968.

BIBLIOGRAFIE

Althaus E. (1966) Die Phasengrenze Andalusit/Sillimanit. *Naturwissenschaften.* 53, H. 5.

— (1967) Experimentelle Bestimmung des Stabilitätsbereichs von Disthen (Cyanit). *Naturwissenschaften,* 54, H. 2.

Atherton M. P. (1964) The garnet isograd in pelitic rocks and its relation to metamorphic facies. *Am. Mineral.* 49.

— (1965) The chemical significance of isograds. In Controls of Metamorphism. W. S. Pitcher and G. W. Flinn edit. Edinburgh and London.

Augustithis S. S. (1967) The accessory minerals as relics of a pre-granitic paragneissic phase. *Chemie der Erde.* B. XXVI, H. 1. Jena.

Barrow G. (1893) On an intrusion of muscovite-biotite — gneiss in the South-eastern Highlands of Scotland, and its accompanying metamorphism. *Quart. Jour. Geol. Soc.* London, 49.

— (1912) On the geology of lower Dee-Side and the southern Highland border. *Geol. Assoc. Proc.*, XXIII.

Barth T. F. W. (1952) Theoretical Petrology. John Wiley, New-York.

— (1955) Presentation of rock analysis. *Jour. Geol.*, 63.4.

— Correns W. C., Eskola P. (1939) Die Entstehung der Gesteine. Berlin.

Bearth P. (1952) Geologie und Petrographie des Monte Rosa. *Geol. Karte Schweiz. Betr.*, 96.

Bell P. M. (1963) Aluminium silicate system : experimental determination of the triple point. *Science*, New-York, 23. Auf nahmen

Belousov V. V. (1961) Structurnaia Geologia. Izd. Mosk. Univ., Moskva.

Böckh J. (1879) Auf den südlichen Teile des Comit. Szöreny bezugliche geologische Notizen. *Földt. Közl.* IX.

— (1883) Geologische Notizen von den aufoahmen des Jahres 1883 im Komitate Krasso-Szöreny. *Földt. Közl.* XIII.

Bowen N. (1940) Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. *Jour Geol.*, XLVIII, 3.

Boyd F. R. (1959) Hydrothermal investigations of amphiboles. In Researches in Geochemistry. P. H. Abelson ed., John Wiley, New-York.

Brown E. H. (1967) The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand. *Contr. Mineral. and Petrol.* 14, 4.

Chatterjee N. D. (1967) Experiments on the phase transition calcite + wollastonite + epidote = grossular — andraditess + CO_2 + H_2O. *Contr. Mineral. and Petrol.* 14.

Chinner G. A. (1961) The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. *Jour. Petrology,* 2.

— (1966) The distribution of pressure and temperature during Dalradian metamorphism. *Quart. Jour. Geol. Soc.* London, 22.

Institutul Geologic al României

Clark S. P., Jr., Robertson E. C., Birch F. (1957) Experimental determination of kyanite — sillimanite equilibrium relations at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci*, 255.

Clifford N. T. (1958) A note on kyanite in the Moine series of southern Rosshire, and a review of related rocks in the northern Highlands of Scotland. *Geol. Mag.* XVC, 4.

Codarcea Al. (1931) Studiul geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocşa Montană. *An. Inst. Geol. Rom.* XV, Bucureşti.

— (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinţi. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, Bucureşti.

— Răileanu Gr., Pavelescu. L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) *Ghidul excursiilor C. Carpaţii Meridionali. Asoc. Geol. Carpato-Balcanică. Congr. V*, Bucureşti.

Codarcea Dessila Marcela (1965) Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari-Cisnădioara-Sadu. *Memoriile Com. Geol.* VI, Bucureşti.

— (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Stud. Cercet. Geol. Acad. R.S.R.* 12, 1, Bucureşti.

— Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obţinute prin metoda K/Ar în Carpaţii Meridionali. *Stud. Cercet. Geol. Acad. R.S.R.*, 12, 2, Bucureşti.

Dietrich R. V. (1960) Genesis of ptygmatic features. Rep. XXI. Intern. Geol. Congr. Kopenhagen, XIV.

Drăghici C., Hristescu Georgeta, Sbarcea Maria (1967) Contribuţii la cunoaşterea zăcămîntului de mangan de la Delineşti (Banat). *Stud. Geol. Economică.* Ser. A, 7. Bucureşti.

Engel A. E. J., Engel C. G. (1960) Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New-York, Part. II. Mineralogy. *Bull. Geol . Soc. Am.* 71.

Ernst W. G. (1963) Significance of phengitic micas from lowgrade schists. *Am. Mineral.* 48.

Eskola P. (1915) On the relation between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 44.

— (1933) On the differential anatexis of rocks. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 103.

— (1961) Geologiceskie i geohimiceskie osobenosti cristalicescovo fundamenta Finlandii. In Fizico-himiceskie problemî formirovania gornîh parod i rud. I, Moskva.

— (1963) The Precambrian of Finland. In The Precambrian, I. K. Rankama edit. John Wiley, New-York.

Evans B. W. (1965) Application of a reaction-rate method to the break-down equilibrium of muscovite and muscovite plus quartz. *Am. J. Sci.*, 263.

— Guidotti C. V. (1966) The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine. *Contr. Mineral. and Petrol.* 12.

Francis G. H. (1956) Facies boundaries in pelites at the midle grades of regional metamorphism. *Geol. Mag.* 93.

Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J. (1959) Metamorphic reactions and metamorphic facies. Baltimore.

— Turner F. J. (1966) Reappraisal of the metamorphic facies concept. *Contr. Mineral. and Petrol.* 12.

Giuşcă D., Savu H., Borcoş M. (1967 a) Asupra stratigrafiei şisturilor cristaline din munţii Apuseni. *Stud. Cercet. Geol. Acad. R.S.R.* 12, 1. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— Ianovici V., Mînzatu Silvia, Soroiu M., Lemne Maria, Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena (1967 b) Asupra vîrstei absolute a formațiunilor cristaline din vorlandul orogenului carpatic. *Stud. Cercet. Geol. Acad. R.S.R.* 12, 2. București.

Green C. J. (1963) Highlevel metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire. *Amer. Mineral.*, 48, 9—10.

Halaváts J. (1895) Die östliche Umgebung von Resicza. *Jahresb. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1893.

Härme M. (1966) Experimental anatexis and genesis of migmatites : A reply. *Contr. Mineral. and Petrol*, 12, 1.

Harris A. L. Rast N. (1960) Oriented quartz inclusions in garnets. *Nature*, London, 185.

Hietanen Ana (1956) Kyanite, andalusite and sillimanite in the schist in Boehls Butte quadrangle, Idaho. *Amer. Mineral.* 41.

Hitarov I. I., Pughin V. A., Ciao Bin, Slutkii A. B. (1963) Sootnoșenie mejdu andaluzitom, kianitom i sillimanitom v usloviah umerenih temperatur i davlenii. *Geohimia*, 3.

Holmquist P. J. (1921) Typen und Nomenklatur der Adergesteine. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 43.

Hoschek G. (1967) Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contr. Mineral and Petrol.* 14, 2.

Hurduzeu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în partea centrală a Munților Semenic. *D. S. Com. Geol.* XLV (1957—1958). București.

Iliescu Violeta, Codarcea Dessila Marcela (1965) Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D. S. Com. Geol.* LI/2 (1963—1964). București.

— Mutihac V. (1965) Considerații asupra posibilităților de corelare a unor depozite din fundamentul zonei Tulcea cu formațiunile cutate din Dobrogea centrală. *D. S. Com. Geol.* LI/1 (1963—1964). București.

Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.

Johnson M. R. W. (1963) Some time relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands. *Geol. en Mijnb.* 42.

King B. C. (1965) The nature and origin of migmatites : metasomatism or anatexis. In Controls of Metamorphism. W. S. Pitcher and G. W. Flinn edit. Edinburgh and London.

Kitul V. I. (1960) Stupeni progressivnovo regionalnovo metamorfizma karbonatnih porod ladojskoi formații. *Trud. Lab. Geol. Dokembr.*, 11.

— (1963) Petrologia carbonatnih parod ladojskoi formații. AN. SSSR. Moskva.

Klein C., Jr. (1966) Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush iron formation, South-weestern Labrador. *Jour. Petrology*, 7.

Korjinski D. S. (1937) Zavisimosti mineraloobrazovania ot glubini. *Zap. Vseross. min. ob-va*, 66, 22.

— (1965) Abriss der metasomatischen Prozesse. Akad.-Verlag-Berlin (trad. din l. rusă).

Krilova M. D. (1960) O formirovanii malih structur v usloviah sincinematicescoi regionalnoi migmatizații. *Trud. Lab. Geol. Dokembr.*, 11.

Kullerud G. (1959) Sulfide systems as geological thermometers. In Researches in Geochemistry. P. H. Abelson edit., John Wiley, New-York.

Institutul Geologic al României

Lambert R. St. J. (1965) The metamorphic facies concept. *Mineral. Mag.* 34.

Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F. (1964) The granite system at pressures of 4 to 10 Kilobars. *J. Geophys. Research*, 69.

Maslenicov V. A., Bondarenko L. P., Priatkina L. A., Dalegaiskii V. B., Borisova K. D. (1963) Graniti severo-vostocinoi ciasti Kolskovo-Poluostrova. In Graniti Kolskovo-Poluostrova i Karelii. A. N. S.S.S.R. Moskva-Leningrad.

Matthews D. W. (1967) Zoned ultrabasic bodies in the Lewisian of the Moine Nappe in Skye. *Scot. Jour. Geol.* 3, P. I.

Mehnert K. R. (1953) Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge (ohne Zufuhr). *Geol. Rundschau*, 42.

— (1962) Zur Systematik der Migmatite. In Krystalinikum. Tschechoslow. Akad. Wissensch. Prag.

Miyashiro A. (1949) The stability relations of kyanite, sillimanite and andalusite, and the physical conditions of the metamorphic processes. *Jour. Geol. Soc. Jap.* 55.

— (1961) Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrology*, 2.

Mrazec L. (1904) Sur les schistes cristallins des Carpathes Méridionales. *C. R. IX Congr. géol. intern. Vienne*, 1903.

Munteanu Murgoci G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Méridionales. *C. R. Acad.* Paris, 31, VII.

Neacșu G., Bîră N. (1962) Produsele de transformare ale unor roci ultrabazice de la Pîrvova-Lăpușnicel-Sumița (Banat). *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959). București.

Nikolaev V. A. (1957) Metodicescoe rucovodstvo po geologicescomu cartirovaniiu metamorficeschih complexov. Labor. Geol. Dokembr. A. N. S.S.S.R. Leningrad.

Newton R. C. (1966 a) Some calcsilicate equilibrium reactions. Am. J. Sci. 264, nr. 3, p. 204.

— (1966 b) Kyanite-andalusite equilibrium from 700° to 800°C *Science*, New York, 153, 3732.

Pavelescu L. (1959) Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom.-Sov.* Secț. Șt. Geol., I—II, București.

Phinney W. C. (1963) Phase equilibria in the metamorphic rocks of St. Paul Island and Cape North, Nova Scoția. *Jour. Petrology* 4.

Pitcher W. S. (1965) The aluminium silicate polymorphs. In Controls of Metamorphism. W. S. Pitcher and G. W. Flinn edit. Edinburh and London.

Platen H. von (1965) Experimental anatexis and genesis of migmatites. In Controls of Metamorphism. W. S. Pitcher and G. W. Flinn edit. Edinburgh and London.

Polkanov A. A., Maslenikov V. A., Glebova-Kulbah G. O., Șurkin K. A. (1963) Vedușaia fizico-himiceskaia napravlenosti proțesa obrazovania granitov. In Himia Zemnoi Kori, A. N. S.S.S.R., Moskva.

Raguin E. (1957) Géologie du Granite. Masson, Paris.

Ramberg H. (1948) On the petrogenesis of the gneiss complexes between Sukkertoppen and Christianshaab, West-Greenland. *Medd. Dansk Geol. Foren.* 11, 3.

— (1952) The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago-Press.

Ramsay J. G. (1963). Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the North-West Caledonides. In The British Caledonides, Edinburgh.

Rast N. (1958) Metamorphic history of the Schichallion Complex, Perthshire. *Trans. Roy. Soc.* Edinburgh, 63.

Institutul Geologic al României

— (1965) Nucleation and growth of metamorphic minerals. In Controls of Metamorphism. W. S. Pitcher and G. W. Flinn edit. Edinburgh and London.

Rădulescu I. (1967) Conglomeratele metamorfozate de la baza seriei epimetamorfice din Carpații Orientali. Poziția și semnificația lor geologică. *Stud. Cercet. Geol. Acad. R.S.R.* 12, 2, București.

Read H. H. (1934) On zoned association of antigorite, talc, actinolite, chlorite and biotite in Unst, Shetland. *Mineral. Mag.* 23.

— (1957) The Granite Controversy. Thomas Murby, London.

Roques M. (1941). Les schistes cristallins de la partie SW du Massif central français. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.* Clermont-Ferrand.

Roșca L. (1954) Comunicare preliminară asupra cercetărilor geologice și petrografice din regiunea Munților Semenic de nord. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951). București.

Roth Telegd L. (1887) Der nördliche Abschnitt des Semenik-Gebirges in der Gegend von Franzdorf, Wolfsberg und Weidenthal. *Jahresb. k. ung. geol. Anst.* f. 1885.

San Miguel Arribas A. (1955) Consideraciones sobre la génesis de pegmatitas por diferenciación metamórfica. *Cursillos y Conferencias del Inst. „Lucas Mallada"*, II.

Sander B. (1950) Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, II. Springer-Verlag, Wien und Innsbruck.

Savu H. (1962 a) Contribuțiuni la cunoașterea zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești (Munții Semenic). *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959). București.

— (1962 b) Cercetări petrografice în Cristalinul masivului Drocea. *D. S. Com. Geol.* XLIV (1956—1957). București.

— (1965 a) Structura în virgație a Cristalinului munților Semenic. *D. S. Com. Geol.* LI/1 (1963—1964). București.

— (1965 b) Masivul eruptiv de la Bîrzava (Munții Drocea). *Memoriile Com. Goeol.* VIII, București.

— (1967) Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția lor în structura cristalinului Lotrului. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/3 (1965—1966). București.

— (1970) Condițiile de formare a unor minerale de Ti și Fe în zona cu disten și staurolit din provincia metamorfică a munților Semenic. *D. S. Com. Stat Geol.* LV/1 (1967—1968). București.

— Vasilescu Al. (1962) Contribuții la cunoașterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borșa (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959). București.

— Micu C. (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei părții centrale a munților Semenic. *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961—1962). București.

— Gheorghiță I., Vasilescu Al., Băloiu-Fărcășan Maria (1964) Geologia și petrografia părții de nord a Munților Semenic. *An. Com. Geol.*, XXXIV/1. București.

— Vasiliu Cecilia (1966) Temperatura de formare a granitului de Săvîrșin (Munții Drocea). *D. S. Com. Geol.* LII/1 (1964—1965). București.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1967 a) Variația compoziției chimice a granaților piralspitici și a biotitelor din zonele metamorfice ale Cristalinului munților Semenic. *Stud. Cercet. Geol. Acad. R.S.R.* 12, 1. București.

Institutul Geologic al României

— Borcoș M., Hanomolo I., Hanomolo Antoaneta, Trifulescu M., Ioanidu Cristina (1967 b) Date noi asupra stratigrafiei și petrologiei șisturilor cristaline din partea centrală a munților Drocea. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/1 (1965—1966). București.

— Vasiliu Cecilia (1968) Contribuții la cnunoașterea structurii și chimismului masivului granitoid de la Poniasca. *D. S. Com. Stat Geol.* LIV/3 (1966—1967). București.

Schafarzik Fr. (1898) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Orménves und Vercserova, südlich von Karansebeș im Komitate Krassó Szörény. *Jahresb. kgl. ung. geol. R. Anst. f.* 1896.

Schreyer W., Chinner G. A. (1966) Staurolite-quartzite bands in kyanite-quartzite at Big rock, Rio Arriba County, New Mexico. *Contr. Mineral. and Petrol.* 12.

Schuiling R. D. (1957) A geoexperimental phase-diagram of Al_2SiO_5. *Verh. Akad. Wet Amst.* B, 60.

— (1958) Kyanite-sillimanite equilibrium at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 256.

— (1962) Die petrogenetische Bedeutung der drei Modifikationen von Al_2SiO_5. *Neues Jb. Mineral.* 9.

Sederholm J. J. (1907) On granit och gneis. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 23.

Segnit R. E. (1963) Synthesis of clinochlore at high pressures. *Amer. Mineral.* 48, 9—10.

— Kennedy (1961) Reactions and melting relations in the system muscovite-quartz at high pressures. *Am. J. Sci.*, 259.

Shaw H. R. (1963) The four-phase curve sanidine-quartz-liquid-gas between 500 and 4000 bars. *Amer. Mineral.* 48.

Sitter L. U. (1956) Structural Geology. McGraw-Hill, New-York.

Skinner B. J., Clark S. P., Jr., Appleman D. E. (1961) Molar volumes and thermal expansions of andalusite, kyanite and sillimanite. *Am. J. Sci.*, 259.

Slavin I. (1957) Etapele vechi de dezvoltare a Carpaților și raionarea lor tectonică. *Anal. Rom.-Sov.* Ser. Geol.-Geogr., 2.

Sobolev V. S. (1960) Role of high pressure in metamorphism. Rep. XXI Intern. Geol. Congr. Kopenhagen, XIV.

Streckeisen A. (1933) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. Geol.* XVI. București.

Strens R. G. J. (1965) Stability and relations of the Al-Fe epidotes. *Mineral. Mag.* 35.

Sudovikov N. G. (1964) Reghionalnii metamorfizm i nekotorie problemi petrologhii. Izd. Leningr. Univ.

Șurkin K. A. (1964) Geneticeschie tipi melchih scladciatih deformații v gneisah i migmatitah i ih znacenie dlia structurnovo kartirovania. *Trud. Lab. Geol. Dokembr.*, 19.

Thompson J. B., Jr. (1955) The thermodynamic basis for the mineral facies concept. *Am. J. Sci.*, 253.

— (1959) Local equilibrium in metasomatic processes. In Researches in Geochemistry. P. H. Abelson edit. John Wiley, New-York.

Tilley C. E. (1924) The facies classification of metamorphic rocks. *Geol. Mag.* LXI.

— (1925) Metamorphic zones in southern Highlands of Scottland. *Quart. Jour. Geol. Soc.* London. LXXXI,.

— (1947) A note on the progressive metamorphism of siliceous dolomites. *Mineral. Mag.* 22.

Trifulescu M., Mureșan M. (1962) Azbestul crizotilic din Banat și vestul Olteniei. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.

Institutul Geologic al României

Turner F. J. (1949) Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer., Memoir* 30.

— Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill, New-York.

— Weiss L. E. (1963) Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New-York.

Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si_3O_8—K Al Si_3O_8—SiO_2—H_2O. *Geol. Soc. Amer., Memoir* 74.

Velikoslavinskii D. A. (1965) Vlianie sostava vmeșciainșcih parod i speţificeschih osobenostei metamorphizma na sostav piralspitovih granatov. Regionalnii metamorfizm dokembriischih formaţii S.S.S.R., A.N.S.S.S.R.,

Weeks W. F. (1956) A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of siliceous carbonate rocks. *Jour. Geol.* 64, 3.

Williams H., Turner F. J., Gilbert Ch. M. (1954) Petrography, San Francisco.

Wilson M. E. (1965) The Precambrian of Canada : The Canadian Shield. In The Precambrian, 2. K. Rankama edit. John Wiley, New-York.

Winkler H. G. F. (1965) Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag, Stuttgart.

— (1966) Der Prozess der Anatexis : seine Bedeutung für die Genese der Migmatite. *Tscherm. min. petrogr. Mitt.* XI. H. 3—4.

Yoder H. S., Jr. (1955) Role of water in metamorphism. *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.*, 62.

— Eugster H. P. (1955) Synthetic and natural muscovite. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 8.

Zen E. (1963) Components, phases, and criteria of chemical equilibrium in rocks. *Am. J. Sci.*, 261.

Zwart H. J. (1962) On the determination of polymetamorphic mineral association and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geol. Rundschau* 52.

— (1963) Metamorphic history of the central Pyrenees. Part II, Valle de Arán, sheet 4. *Leidse Geol. Mededel.* D. 28.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STRATIGRAPHIE ET ISOGRADES DE MÉTAMORPHISME DE LA PROVINCE MÉTAMORPHIQUE PRÉBAÏKALIENNE DES MONTS SEMENIC

(Résumé)

Le massif cristallin des Monts Semenic est situé dans la partie centrale du Banat et appartient à l'unité de la nappe Gétique. Les schistes cristallins qui le constituent se sont formés au cours de l'évolution d'un ancien géosynclinal, revenant au cycle tectonomagmatique prébaïkalien.

Tectonique et stratigraphie des schistes cristallins. La structure primaire-synmétamorphique de ce massif cristallin correspond à une virgation (fig. 2) qui présente une structure anticlinale majeure — avec des massifs de roches granitoïdes dans la zone axiale — anticlinal dont l'axe dirigé de l'E à l'W tourne progressivement en direction SW et SSW (pl. VII) et plonge dans le même sens. Cette structure majeure se prolonge vers le S en Yougoslavie réalisant ainsi une liaison structurale-génétique entre le Cristallin des Carpates et le soubassement métamorphique des Balkans. Plusieurs structures synclinales ou anticlinales se détachent de cette structure majeure.

Les diagrammes structuraux (fig. 3 a, b, d et pl. VII) construits à partir des mesurages des axes *b* et de l'allongement des cristaux prismatiques indiquent, dans les zones plus éloignées de l'axe de la structure majeure, chacun deux maximums qui correspondent l'un à une direction principale et l'autre à une direction secondaire d'orientation de ces éléments linéaires. Ils trahissent une symétrie triclinique, correspondant à certains plis non-plans et non-cylindriques (Turner et Weiss, 1963). Le maximum important indique l'orientation générale des plis, et le maximum faible la tendance de certaines linéations d'emprunter la direction du segment méridional de l'anticlinal majeur, faits qui dénotent la réunion de deux directions de transport tectonique ayant agit de ce côté de la structure en virgation et ayant conduit à une hétérogénéité régionale (pl. VII). En direction dont les structures secondaires tournent et tendent à se réunir à la structure majeure, les maximums se déplacent, eux aussi, vers le sud.

Les éléments linéaires qui longent ou sont au voisinage de la structure majeure (fig. 3 c et e) sont projetés en un seul maximum qui dénote une symétrie orthorhombique et veut dire que les structures secondaires de la virgation qui sont légèrement asymétriques et présentent une symétrie triclinique, passent progressivement à une structure majeure avec symétrie orthorhombique.

Institutul Geologic al României

Perpendiculairement aux structures de la virgation se sont formées des fissures *ac* transversales; les fissures longitudinales et diagonales y sont moins fréquentes (fig. 3 f et pl. VII).

La position dans l'espace de la structure en virgation a permis de déceler la stratigraphie des schistes cristallins et la succession des zones métamorphiques. La province métamorphique de Semenic contient deux séries cristallophylliennes: la série mésométamorphique de Sebeș-Lotru et la série épimétamorphique de Miniș (pl. VII et VIII).

A) *La série de Sebeș-Lotru* débute en base par le complexe (C_1) des paragneiss à sillimanite et des roches carbonatées (2000 m), roches auxquelles s'associent des paragneiss à biotite, muscovite et almandin, des orthoamphibolites, des amphibolites à pyroxènes, des lentilles de magnétite, des migmatites stromatitiques, des filons ptygmatiques et des pegmatites. Les roches carbonatées sont représentées par des dolomies cristallines et des calcaires à silicates. Suit le complexe (C_2) des paragneiss et des gneiss quartzo-feldspathiques (10 000 m) qui renferme des intercalations de micaschistes à disthène ou à disthène, staurotide et almandin, rarement des dolomies cristallines et des calcaires à silicates associés de gneiss à pyroxènes, ainsi que des migmatites stromatitiques, lenticulaires ou ophtalmiques et des pegmatites. Celui-ci est suivi du complexe (C_3) des quartzites (1200 m) qui supporte à son tour le complexe (C_4) des micaschistes (7000 m) lui largement développé. Il contient de micaschistes à disthène, staurotide et almandin et des micaschistes à rutile, et à la partie supérieure des micaschistes à almandin et des schistes quartzitiques à muscovite et biotite. Il renferme aussi des intercalation de différents types de gneiss, d'amphibolites et de migmatites peu développés représentés par des gneiss nodulaires (pl. III, fig.1). De ce complexe se différencie latéralement vers le N le complexe (C_5) des orthoamphibolites et de la formation manganésifère (1500 m) accompagnés des schistes à silicates et carbonates de manganèse et de fer. Dans les deux derniers complexes les pegmatites apparaissent rarement, par contre les filons de quartz sont très fréquents.

B) *La série de Miniș* (1500 m) qui se développe dans la partie méridionale du massif fait suite au complexe des micaschistes et renferme des schistes quartzitiques à biotite et des schistes amphiboliques avec des bandes carbonatées où s'intercalent quelques corps de roches ultrabasiques serpentinisées ou transformées en talc.

A quelques différences près, cette colonne stratigraphique établie pour la province métamorphique du Semenic est valable pour toutes les séries cristallophylliennes des Carpates de Roumanie, générées au cours de l'évolution du cycle tectonomagmatique prébaïkalien. Aussi proposons-nous d'attribuer toutes ces séries à une province métamorphique prébaïkalienne; c'est de cette même manière que nous proposons d'établir les provinces baïkalienne et hercynienne.

Évolution des processus de sédimentation et du magmatisme initial. D'après les caractères pétrographiques des roches métamorphiques de la colonne stratigraphique il en résulte que dans le géosynclinal prébaïkalien la sédimentation a débuté par des argiles, grès et dolomies associés à des dépôts ferrugineux, et qu'elle est synchrone à une faible manifestation du magmatisme initial. Elle se continue par les dépôts des grès feldspathiques, argileux ou arkosiens, dans lesquels s'intercalent les produits des faibles éruptions basiques, éventuellement même acides, qui ont généré le second complexe qui à son tour est suivi des grès quartzeux.

Après cette étape la sédimentation se caractérise par des dépôts importants de matériel pélitique, qui passent en haut à des grès argileux qui ont généré le complexe des micaschistes.

Dans tous les complexes décrits on observe la stratification relicte (fig. 4), souvent rythmique. Etant donné que les structures de la virgation se caractérisent par des plis larges (pl. IX),

Institutul Geologic al României

les textures relictes sont ordinairement parallèles (pl. I, fig. 1 et pl. III, fig. 1). Toutefois dans les zones axiales des structures les roches présentent parfois des microplis qui laissent voir des phénomènes de boudinage, rarement des plissements dysharmoniques et des plis „intrafolial" (fig. 5) accompagnés de filons ptygmatiques. Les variations de faciès des dépôts sont fréquemment rencontrées le long de l'ancienne aire du géosynclinal.

L'activité du magmatisme initial est faible dans les complexes inférieurs, mais elle se développe largement au cours de la formation du complexe des micaschistes. Les produits ophiolitiques associés à des roches ultrabasiques et à des dépôts volcanogènes-sédimentaires d'oxydes de Mn et de Fe, accompagnés de dépôts siliceux, ont généré le complexe des orthoamphibolites et de la formation manganésifère. L'activité du magmatisme initial connaît une nouvelle récrudescence au cours de la genèse des formations qui ont généré la série de Miniș.

C'est ainsi que dans l'aire géosynclinale prend naissance une puissante pile de formations sédimentaires et éruptives, qui seront métamorphisées. En jugeant d'après l'épaisseur actuelle des schistes cristallins et en supposant que les formations de la série de Miniș (dont ne persiste que la partie inférieure métamorphisée dans les conditions de la zone à biotite) totalisent une épaisseur d'environ 14 km, cet empilement de formations était probablement épais d'au moins 38 km. C'est cette forte puissance qui explique les processus de métamorphisme portés à un si haut degré dans les zones profondes autant que la formation d'une succession de six zones métamorphiques.

Conditions géotectoniques dans lesquelles a évolué le géosynclinal prébaïkalien et âge des formations. Afin de caractériser les conditions géotectoniques dans lesquelles le géosynclinal prébaïkalien a évolué et afin d'établir l'âge des formations que celui-ci a généré, nous devons signaler les faits suivants. L'élément structural majeur du territoire de la Roumanie est la chaîne carpatique en forme d'arc qui raccorde les Carpates Septentrionales aux Balkans. La chaîne carpatique est située entre deux vastes zones de plateforme rigides : la plateforme podolo-moldave et la plateforme moesienne (fig. 6). Les éléments linéaires et les structures des schistes des cycles prébaïkalien, baïkalien et hercynien et des formations sédimentaires des cycles hercynien et alpin empruntent justement la direction en forme d'arc de la chaîne carpatique, constituant des systèmes de plis parallèles, et dans les zones de courbure des virgations. Aussi, avons-nous été porté à conclure que durant le Précambrien l'évolution de la zone mobile des Carpates a été contrôlée par les noyaux rigides plus anciens des zones de plateforme contiguës.

L'âge des schistes cristallins les plus récents de ces deux blocs est de 1500 millions d'années, fait qui dénote qu'ils sont devenus rigides à la fin de l'Archéen. En conséquence les plus anciennes séries de schistes cristallins qui longent les Carpates y compris les séries de Sebeș Lotru et de Miniș qui se sont plissées et métamorphisées sous le contrôle de ces blocs — sont plus récentes que l'Archéen supérieur et partant la zone mobile des Carpates c'est installée sur un soubassement plus ancien, au début du Protérozoïque.

Les séries mésométamorphiques des Carpates Orientales, dont la stratigraphie est similaire à celle des séries des Monts Semenic, étant donc équivalentes, supportent en discordance une série épimétamorphique plus récente, l'hiatus d'entre elles étant marqué par des métaconglomérats. Les analyses des microspores ont montré que cette série épimétamorphique revient au Riféen supérieur. L'âge absolu des schistes verts, l'équivalent de cette série en Dobrogea, est de 542—596 millions d'années, et celui des granitoïdes qui percent les séries du même âge des Monts Apuseni est de 545 millions d'années.

Institutul Geologic al României

Ces données nous portent à conclure que les formations des séries prébaïkalienne, y compris celles des Monts Semenic, reviennent au Protérozoïque inférieur et ont été plissées et métamorphisées à la fin du Riféen moyen, probablement au cours de l'orogenèse gothique.

Toutes ces observations dénotent que la zone mobile des Carpates, qui a commencé à évoluer au cours du Protérozoïque inférieur, n'a pas cessé de fonctionner et n'a pas perdu sa mobilité, même si entre les formations des différents cycles tectonomagmatiques, voire même au sein de ces cycles, apparaissent des lacunes stratigraphiques, que lorsque l'évolution du cycle alpin s'est achevée. Cependant au cours de chaque cycle l'intensité des processus métamorphiques s'est atténuée, fait qui suggère que durant le développement géologique d'une zone mobile, le métamorphisme, lui aussi, connaît une évolution historique, rattachée à l'évolution de cette zone et à celle de l'écorce terrestre elle-même.

Succesion des isogrades de métamorphisme et les paragenèses de minéraux caractéristiques Au sein de la province métamorphique du Semenic nous avons séparé six isogrades de métamorphisme qui en terrain correspondent à six zones de stabilité des minéraux-indexe caractéristiques : biotite ± chlorite, almandin, staurotide, disthène + staurotide, disthène et sillimanite.

a) *La zone à biotite* est épaisse d'environ 1500 m et contient les formations de la série de Miniş. Dans les roches silico-alumineuses d'origine sédimentaire la paragenèse caractéristique est : (1) quartz (30—70 %)-biotite (-chlorite)-muscovite-plagioclase (-graphite), dont le minéral critique est la biotite. Les roches basiques contiennent l'association (4) actinolite-épidote-chlorite -plagioclase-calcite-quartz (sphène-magnétite), et celles carbonatées l'association (5) calcite-quartz. Il y a des corps de roches ultrabasiques qui renferment encore des minéraux relicts associés à des minéraux générés par métamorphisme, d'autres sont transformées en talc et renferment l'association (7) talc-chlorite -métaxite (-chrysotile-magnétite). La transformation a probablement commencé par un processus d'autométamorphisme et s'est achevée au cours du métamorphisme régional. Les teneurs en SiO_2, CO_2 et H_2O sont plus élevées dans ces roches que dans les roches ultrabasiques fraîches (tableau 1).

Au cours du métamorphisme régional certains corps ultrabasiques ont réagi en présence des schistes à biotite constituant au contact une mince zone de réaction à biotite. Cette zone monominérale a pris naissance par la diffusion du Mg dans les schistes cristallins encaissants et du Si, Al et K dans les roches ultrabasiques, conformément au schéma de la fig. 7. À l'intérieur du corps ultrabasique où ces derniers ions n'ont pas pu accéder la paragenèse (7) se maintient constante.

Les associations des minéraux des schistes quartzitiques à biotite et des schistes amphiboliques de la zone à biotite correspondent au subfaciès quartz-albite-épidote-biotite. Elles se sont constituées dans les conditions où T = 450—470°C et P=4 Kb. Les conditions en terrain nous portent à attribuer cette zone au faciès albite-épidote-amphibolitique.

b) *La zone à grenat-almandin* située en dessous de la zone à biotite est épaisse de 700 m et contient la partie supérieure du complexe à micaschistes de la série de Sebeş-Lotru (pl. X). Les roches pélitiques contiennent l'association des minéraux (1) biotite (± chlorite)-muscovite-almandin-quartz-plagioclase. Dans le diagramme AKF (fig. 8) la projection d'une pareille roche se situe dans le domaine de cette paragenèse. Le grenat (Pyr 8,7 Alm 78,3 Spess 2, 4) renferme des inclusions de magnétite, rutile et quartz dont la disposition indique sa rotation au cours du métamorphisme (pl. IV, fig. 1). Selon toute vraisemblance la chlorite associée est secondaire étant probablement le résultat du déséquilibre chimique arrivé au cours du stade final du métamorphisme, imputable aux solutions tardi-métamorphiques.

Institutul Geologic al României

C'est toujours dans cette zone que commencent les premiers phénomènes de mobilisation du matériel quartzo-feldspathique des roches riches en ces composants, où se constituent des gneiss nodulaires à porphyroblastes ou à cumuloblastes de plagioclases (An 18). Les porphyroblastes sont criblés de grains de quartz et de lamelles de micas qui constituent des structures hélicitiques (pl. III, fig. 1).

Les associations des minéraux des roches pélitiques et les amphibolites de cette zone dénotent que son métamorphisme a eu lieu dans les coditions du subfaciès quartz-albite-épidote-almandin du faciès albite-épidote-amphibolitique. La température était de 450—545°C et la pression de 4—4,5 Kb.

c) *La zone à staurotide*, qui suit en profondeur, est épaisse de 1000 m et affecte, elle aussi, la partie supérieure du complexe des micaschistes de la série de Sebeș Lotru. Les roches pélitiques renferment la paragenèse (1) muscovite-biotite-staurotide-almandin-quartz. Le staurotide, minéral critique de cette zone, constitue des cristalloblastes, souvent à contours cristallographiques nets (pl. IV, fig. 3 et 4). L'almandin apparaît lui aussi sous forme de porphyroblastes, ordinairement avec des inclusions disposées en zones (pl. IV, fig. 2), parmi lesquelles le rutile sous forme de cristaux extrêmement fins est bien fréquent. Il y a des cas où les inclusions n'apparaissent que dans le noyau du grenat et constituent une structure *Si* différente de la structure *Se* de la roche, tout en démontrant que la structure interne s'est formée au cours du stade plastique, alors que la zone marginale claire a pris naissance au cours de la phase finale du métamorphisme, moins dynamique (pl. IV, fig. 1). Dans les zones migmatisées, les grenats réagissent en présence des solutions migmatiques et sont partiellement substitués par la biotite et la muscovite (pl. V, fig. 1), générant des grenats „atolls" ; lorsque le processus de migmatisation est plus avancé, le grenat est complètement substituée par le quartz, les feldspaths et les micas, la forme initiale de ce minéral étant maintenue.

Les associations des minéraux des roches pélitiques dénotent que cette zone correspond au subfaciès staurotide-almandin, attribué au faciès amphibolitique. La limite de température basse de ce subfaciès ou de la zone à staurotide doit être exprimée par l'apparition du staurotide qui a lieu à T = 545°C et P=4,5—5 Kb et celle de température élevée par l'apparition du disthène.

d) *La zone à disthène et staurotide* qui est de beaucoup plus vaste que les autres (pl. VII) est puissante d'environ 15 Km et occupe la plus grande partie du complexe des micaschistes, le complexe des orthoamphibolites ainsi que la partie supérieure du complexe des paragneiss et des gneiss quartz-feldspathiques (pl. X). Dans les roches de nature pélitique la paragenèse caractéristique est (1) quartz-disthène-staurotide-almandin-muscovite (-plagioclase-biotite-rutile). Les minéraux critiques staurotide et disthène constituent des porphyroblastes largement développés et allongé en direction de l'axe *b* de la structure tectonique (pl. V, fig. 3). Surtout le dernier de ces minéraux est souvent transformé, à la périphérie, en muscovite par les solutions tardi-métamorphiques riches en substances volatiles, qui conduisent à un processus rétromorphe à échelle régionale. Le disthène apparaît aussi dans les filons de pegmatite et de quartz sous forme de cristaux longs de 5 à 12 cm. Le grenat renferme, là aussi, des inclusions de quartz et apparaît plus fréquemment dans certains horizons (pl. IV, fig. 2 et pl. V, fig. 4). Dans un horizon de micaschistes à developpement régional se sont formés des mégablastes de rutile longs de 10 à 15 cm (Savu, 1970).

Les gneiss quartzo-feldspathiques (pl. VI, fig. 2) générés aux dépens des arkoses ou des métatuffites acides contiennent la paragenèse (3) quartz-plagioclase-microcline-muscovite (-biotite). La paragenèse la plus caractéristique des amphibolites est l'association (4) hornblende - plagioclase (An 25—30)-almandin (-quartz). Dans les gneiss amphiboliques riches en calcium

Institutul Geologic al României

s'associent parfois le clinozoïzite, et dans certains amphibolites la pyrrhotine, dont la présence indique une température de métamorphisme de 675°C. Les roches ultrabasiques sont représentées par les serpentinites et les hornblendites.

Les dolomies s'associent de roches carbonatées à silicates dont la paragenèse caractéristique est (1) calcite-trémolite (phlogopite) tout comme dans la formation cristallophyllienne de Ladoga. On trouve également des „skarns de réaction" à salite, trémolite ou phlogopite, minéraux disposés en zones par rapport aux gneiss silico-alumineux en présence desquel ils ont réagi et en conséquence, les derniers se sont transformés en gneiss à pyroxènes et microcline (pl. VI, fig. 1) d'aspect granulitique. Étant donné que les gneisss se sont formés au niveau de la zone à disthène et staurotide ils ne peuvent pas appartenir au faciès granulitique. La formation de ces gneiss et des skarnes de reaction s'est réalisée par l'échange bimétasomatique de substances qui a eu lieu au contact des dolomies et des paragneiss, conformément à la fig. 15. Ce fait dénote que dans les roches où un ou plusieurs éléments chimiques sont en excès, au cours du métamorphisme se constituent des paragenèses caractéristiques à un degré plus élevé que celui où a lieu le métamorphisme; le déficit de certains éléments chimiques à conduit à des paragenèses qui n'indiquent guère le degré réel du métamorphisme, comme c'est le cas des schistes quartzitiques à biotite, muscovite et grenat rencontrés dans toutes les zones métamorphiques.

Le métamorphisme subi dans les conditions de la zone à disthène et staurotide par les accumulations en oxydes et carbonates de Mn et Fe, associés à des dépôts siliceux accumulés dans l'ancien géosynclinal dans la formation manganésifère, a généré les associations de minéraux (13—24 du texte roumain), formées de quartz, spessartine, dannémorite, rhodocrozite, rhodonite, pyroxmangite, knébélite (téfroite), piémontite, ferrimuscovite manganésifère, magnétite manganésifère et biotite. En présence des solutions migmatiques et des filons de pegmatites dans les roches manganésifères se sont formées des roches métasomatiques à schefférite, épidote et autres silicates de manganèse.

La grande variété d'associations de minéraux des schistes manganésifères, par rapport aux autres schistes cristallins, vient d'une part de la composition variée des dépôts primaires, et d'autre part du grand domaine de stabilité des minéraux de Mn ou de Mn et Fe. Il y a des minéraux tels le dannémorite, rhodonite, rhodocrozite, piémontite, etc. qui sont stables tant dans le faciès des schistes verts que dans le faciès des amphibolites.

Dans la zone à disthène et staurotide sont largement répandues les migmatites oeillées, lenticulaires et stromatitiques formées par les processus d'anatexie partielle. Fonction du caractère de la paléosome on distingue des migmatites générées aux dépens des matériaux silico-alumineux tels les paragneiss, micaschistes, quartzites micacés et des migmatites formées aux dépens des matériaux basiques tels les amphibolites (pl. II, fig. 1). La composition du métatecte est voisine de celle des granodiorites présentant souvent des caractères pegmatoïdes; le plagioclase caractéristique est un oligoclase (An 15—20) poéciloblastique (pl. II, fig. 2) qui parfois présente des enchevêtrements mirmékitiques vers les bords. La migmatisation des amphibolites de Teregova a conduit à une large variation pétrographique qui a généré les roches à plagioclases (oligoclases-andésines), hornblende, biotite, quartz, zoïzite, titanite et cristaux relicts de rutile entourés d'une auréole de titanite.

Ces paragenèses générées par le métamorphisme régional, subissent des transformations tout autour des plutons granitoïdes synorogènes, où prend naissance une auréole de contact syncinématique, qui renferme des associations de minéraux ambigus telle la paragenèse (25) quartz-staurotide-sillimanite-grenat-muscovite-biotite, où la sillimanite à pris naissance ultérieurement aux dépens de la biotite.

Institutul Geologic al României

Les associations des minéraux de cette zone, dont les minéraux critiques sont le staurotide autant que le disthène, sont attribuées par les différents chercheurs au subfaciès staurotide-almandin. Étant donné la grande puissance de cette zone, nous considérons qu'elle représente une zone métamorphique indépendante et qu'elle pourrait constituer l'élément fondamental pour définir un subfaciès à part, staurotide-distène, du faciès amphibolitique.

Nos investigations dénotent que cette zone métamorphique très puissante a subi le métamorphisme dans les conditions de PT où T a varié de 600 à 650°C et P de 5 à 8 Kb.

e) *La zone à disthène* est puissante de 3000 m et contient les formations situées à la base du complexe des paragneiss et des gneiss quartzo-feldspathiques. Dans les roches d'origine pélitique est caractéristique la paragenèse (1) quartz-disthène-muscovite-almandin-plagioclase-biotite. Dans cette zone, de même que dans la suivante à sillimanite, sont concentrés la plupart des corps de pegmatites,qui se présentent soit sous forme de lentilles concordantes abondant en muscovite, soit sous forme de filons discordants, abondant en feldspath auquel s'associent le béryle, la tourmaline, des niobates et des tantalates (fig. 12). Selon toute vraisemblance la plupart des lentilles ont été générées *in situ* ; quant aux filons ils ont pris naissance aux dépens des solutions pegmatoïdes en ascension, voire même des produits de différenciation des granitoïdes synorogènes. Il y a des pegmatites qui présentent une zone marginale granitique ou aplito-granodioritique et une zone interne principale avec structure pegmatique et un noyau de quartz. Toutefois dans la plupart des cas cette structure ne se maintient pas et chez certains filons de pegmatite discordants on observe même plusieurs zones successives, avec structures et paragenèses différentes.

Les associations de minéraux formées dans les différents types de roches qui occupent la zone à disthène indiquent nettement le subfaciès disthène-almandin-muscovite du faciès amphibolitique. En tenant compte des résultats des recherches expérimentales puisés dans la littérature et des conditions géologiques des Monts Semenic nous estimons que la zone à disthène s'est formée à des pressions variant de 8 à 9 Kb et à une température de 650 — 700°C, conditions thermodynamiques qui expliquent aussi les processus d'anatexie partielle.

f) *La zone à sillimanite* a affecté le complexe des gneiss à sillimanite et des roches carbonatées épais de 2000 m (pl. VII et X). La plus caractéristique des associations de minéraux est (1) quartz-sillimanite-muscovite-almandin-plagioclase-biotite. Le minéral critique, la sillimanite, s'est formée aux dépens de la biotite soit en constituant des nids, fait qui nous porte à supposer qu'il a substitué un autre silicate polymorphe d'aluminium tel le disthène voire même l'andalousite (pl. VI, fig. 3) et que les paragenèses des différentes zones métamorphiques de la province métamorphique de Semenic se sont succédé l'une après l'autre à mesure que le métamorphisme gagnait en intensité.

Dans les roches carabonatées (tb. 2) apparaît la paragenèse caractéristique (5) calcite-forstérite-trémolite-humite-magnétite-pyrrhotine, où l'olivine est parfois substituée par la serpentine. Au contact avec les paragneiss (fig. 13) se sont formés des skarns de réaction présentant différentes paragenèses de minéraux : forstérite, salite, trémolite, plagioclase (An 31), calcite, quartz et grenat légèrement zoné (pl. VI, fig. 4). La projection d'un skarn de réaction sur un diagramme ACF (fig. 14) montre qu'il se situe dans le domaine des paragenèses à diopside et grossulaire. L'échange bimétasomatique d'ions établi par la méthode Barth montre que la dolomie a été nourrie en quantité appréciable par les Si, Al, Fe, Na et K en solution aqueuse et que des dolomies ont migré le Ca et le Mg, aux dépens de ce dernier élément se constituant les accumulations de phlogopite au contact de la lentille de dolomie (fig. 13). Ce bilan nous renseigne sur la composition des solutions migmatiques générées par anatexie partielle dans la zone à silimanite, aux dépens desquelles ont pris naissance les migmatites autant que les skarns de

Institutul Geologic al României

réaction. Généralement ces solutions étaient plus riches en Na qu'en K, composition due à la constitution des roches métamorphiques silico-alumineuses, riches en plagioclases et moins riches en microcline.

Il y a des intercalations d'amphibolites dans les lentilles de dolomies (pl. I, fig. 2) qui contiennent la paragenèse (11) hornblende-plagioclase (An 37-40) — quartz-rutile-sphène-magnétite, alors que d'autres paragénèses (12) contiennent : diopside-plagioclase (An 46 — 44)-trémolite-rutile-sphène. Dans les intercalations de magnétite associées de roches carbonatées et d'amphibolites, en présence des solutions migmatiques se sont formés des bandes ou des nids de cristaux de hornblende du groupe pargassite-hastingsite qui peuvent atteindre une longueur de 5 à 10 cm.

Les associations de minéraux stables des différentes roches de cette zone indiquent le subfaciès sillimanite-muscovite-almandin du faciès amphibolitique. Quant aux conditions thermodynamiques de cette zone nous apprécions qu'elle s'est formée à une température supérieure à 700°C et à une pression d'environ 11 Kb.

Facteurs du métamorphisme progressif et les processus de rétromorphisme. Les schistes cristallins de la province métamorphique du Semenic ont été générés en conditions thermodynamiques qui ont varié dans de très larges limites et qui ont conduit à la constitution de six zones (isogrades) métamorphiques (tb. 3). Le métamorphisme a eu un caractère progressif, fait mis en évidence par la manière dont sont projetés sur le diagramme de la fig. 17 les paires de grenats et de biotites des principales zones métamorphiques.

Le facteur température déterminé par le gradient géothermique augmente de la zone à biotite vers la zone à sillimanite de plus de 250°C. Toutefois il subit des modifications autour des intrusions granitoïdes synorogènes, dans l'auréole de contact syncinématique desquelles apparaissent des paragenèses de minéraux critiques qui montrent un degré de métamorphisme plus avancé.

Les isogrades de métamorphisme sont presque parallèles à la stratification des schistes cristallins. Dans la zone axiale de la structure anticlinale majeure, où la température est influencée par le processus de migmatisation, leurs surfaces montent.

Le facteur pression est largement intervenu dans les processus de métamorphisme, imprimant à cette province métamorphique le caractère de série de faciès standard disthène-sillimanite de pression élevée. L'effort de cette pression a été, en quelque sorte, distribué d'une manière uniforme seulement au cours de la première période, lorsque le métamorphisme s'est manifesté comme métamorphisme de charge (load metamorphisme). Dès que commencent les déformations syncinématiques, la distribution de la pression se modifie, augmentant dans les structures anticlinales qui sont sujettes à un phénomène de compression, tout en influençant aussi la position des surfaces des isogrades de métamorphisme.

Le métamorphisme a eu un caractère évolutif et a duré des millions d'années étant subordonné aux modifications des conditions de PT qui, elles aussi, ont changé à mesure que les formations du géosynclinal gagnaient en épaisseur et que l'intensité de la pression tangentielle augmentait. À l'époque où les conditions de PT étaient faibles, dans les zones métamorphiques se trouvaient probablement d'autres associations de minéraux, qui successivement ont été substituées par des paragenèses propres à des températures de plus en plus élevées.

Généralement, dans les roches avec composition chimique standard des différentes zone métamorphiques se sont formées des paragenèses de minéraux caractéristiques aux conditions de PT correspondantes. Ces paragenèses ont subi des modifications locales là où il y avait excès

Institutul Geologic al României

ou pénurie d'éléments chimiques majeurs ou de composants capables de faciliter ou d'entraver les réactions. Dans le premier cas apparaissent des roches propres à des paragéneses qui dénotent un degré de métamorphisme plus élevé que celui qui l'a généré, alors que dans le deuxième cas apparaissent des paragenèses sans minéral critique. Toutefois on ne peut pas tenir compte de ces cas particuliers pour caracteriser la pétrologie d'une province métamorphique, bien que l'on puisse être tenté de les prendre en considération quand on ne connaît pas les conditions générales de métamorphisme.

Les paragenèses de minéraux ont été modifiées aussi au cours de l'étape tardi-cinématique, lorsqu'il y avait des minéraux, tels les feldspaths qui cristallisaient encore, dont le développpement était en fonction des processus de migmatisation. Il est à présumer que c'est au cours de cette étape que se constituent les toutes dernières zones des grenats, ou a lieu leur substitution par d'autres minéraux.

Lorsque les conditions de PT baissent au dessous de la limite nécessaire à générer un métamorphisme progressif, à travers les roches continuent de circuler, le long des fissures et des plans de foliation, des solutions postmétamorphiques avec des températures de moins en moins élevées. Elles sont à l'origine des phénomènes de rétromorphisme qui, bien faibles, sont répandus à échelle régionale. Fonction des conditions de genèse, ce processus apparaît comme un autorétromorphisme qui diffère du rétrométamorphisme généré au cours d'une phase orogénique plus récente.

Les conditions thermodynamiques qui ont controlé le métamorphisme progresif et les procesus d'anatexie. Ils ont été subordonnés aux conditions géologiques survenues au cours de l'évolution du géosynclinal prébaïkalien. Les formations sédimentaires touchent dans ce géosynclinal l'épaisseur de 38 km ; c'est en fonction de cette épaisseur qu'ont varié aussi les principaux facteurs du métamorphisme, dans le complexe inférieur la température étant supérieure à 700°C et la pression à 10 Kb. La pression et la température gagnet avec la profondeur, respectivement avec l'épaisseur des formations, conduissant à la formation de deux zones métamorphiques dans la série de Miniș — dont une été a érodée — et de cinq zones dans la série inférieure de Sebeș-Lotru (tb. 4). Les zones formées à une température inférieure à 600°C ont été séparées à partir des minéraux-index maphitiques, chlorite, biotite, almandin et staurotide, alors que celles formées à une température supérieure à cette valeur, à partir des minéraux polymorphes du silicate d'aluminium, disthène et sillimanite. L'argumentation théorétique des conditions thermodynamiques dans lesquelles ces zones ont pris naissance est basée sur les conditions géologiques et de PT nécessaires à la formation de ces minéraux critiques en conditions expérimentales.

Le diagramme de la fig. 18 représente, sous une forme généralisée, les courbes des principales réactions qui sont à la base de l'appréciation de ces conditions ainsi que la position de la succesion des zones métamorphiques en fonction des conditions de PT.

La prémière courbe (1) qui sépare le domaine de stabilité des minéraux hydratés de celui du disthène, délimite aussi le domaine des zones à chlorite, biotite et une partie de la zone à grenat, toutes formées à $T<545^{0}C$ et $P = 4,5$ Kb.

La seconde ligne (2) représente la limite de stabilité d'entre le chloritoïde et le staurolide en séparent le domaine de la zone à almandin, suivie de la zone à staurotide.

La position du point ternaire andalusite-disthène-sillimanite a été projetée selon Althaus (1967), mais l'orientation de la courbe de stabilité andalousite-disthène a été un peu modifiée conformément aux états d'équilibre de la province métamorphique de Semenic, où l'andalousite est absente. En conséquence, les zones à staurotide, staurotide et disthène et disthène se succèdent presque parallèlement aux courbes andalousite-disthène et disthène-sillimanite. À $T>700^{\circ}C$ et $\sim$ 11 Kb les roches métamorphiques dépassent la dernière courbe de stabilité

Institutul Geologic al României

et se trouvent dans le domaine de la zone à sillimanite-muscovite-almandin. En dessous de cette zone devrait se trouver la zone à sillimanite feldspath potassique-almandin, qui toutefois n'affleure pas dans les Monts Semenic.

L'aspect général de la courbe des zones de métamorphisme de la province métamorphique de Semenic, en grand, emprunte la forme de la courbe de la série barrovienne des faciès standard disthène-sillimanite établie par M i y a s h i r o (1961). Sa place sur le diagramme dénote que la position du point ternaire doit être celle que l'on voit sur la figure, autrement on ne saurait expliquer la formation des paragenèses des zones métamorphiques de cette province.

Les conditions thermodynamiques ont en même temps déterminé des processus de migmatisation, générés par le phénomène d'anatexie partielle. Dans les zones à grenats et staurotide où T = 470 — 600°C et P = 4 — 5 Kb, se sont formés les gneiss nodulaires dus aux phénomènes de concrétion et de faible anatexie, qui précèdent les phénomènes de migmatisation proprement dite. Ces phénomènes se développent largement dans les zone métamorphiques formées à des températures supérieures à 600°C. Ainsi dans la zone à disthène et staurotide, où T = 600 — 650°C et P = 5 — 8 Kb, ont pris naissance des migmatites oeillées et lenticulaires ; dans la zone à disthène où T = 650 — 700°C et P = 8 — 9,5 Kb se sont développées les stromatites ; dans la zone à sillimanite où T > 700°C et P ∼ 11 Kb se sont formés des stromatites et des filons ptygmatiques. Les conditions thermodynamiques qui ont généré ces trois zones métamorphiques justifient la formation des migmatites *in situ*, par anatexie partielle, tout comme les recherches expérimentales effectuées ces dernières dix années l'ont démontré et tout comme les diagrammes de la fig. 18 le relève. Sur ce diagramme la courbe (4) qui représente la ligne de fonte d'un matériel où le rapport Ab/An = ∞, intersecte la série des zones métamorphiques approximativement à la limite d'entre la zone à disthène et staurotide et la zone à disthène, où apparaissent fréquemment les phénomènes de migmatisation.

Du fait que les migmatites ont pris naissance par l'anatexie partielle des roches métamorphiques, elles reviennent aux types des vénites. La succession des processus a été la suivante : gneiss nodulaires-migmatites oeillées-migmatites lenticulaires-stromatites-ptygmatites.

Le matériel résulté de l'anatexie ne demeure pas cependant entièrement *in situ*. Étant justement rattaché à une phase gaseuse, il doit être mobile et circuler le long des plans de foliations et des fissures des roches, à des niveaux supérieurs au niveau où a eu lieu l'anatexie, rejoignant parfois des zones à métamorphisme atténué.

Les accumulations importantes de matériel anatectique conduisent à la formation des filons aplitiques ou des corps de pegmatites, bien fréquents dans les zones métamorphiques à disthène et sillimanite, et peuvent même monter jusque dans la zone à disthène et staurotide. Aussi, sommes-nous portés à considérer que les processus d'anatexie partielle ont généré, à échelle régionale, des roches mixtes très variées qui pourtant ne représentent que les différents aspects, moments, ou étapes de l'évolution d'un seul processus important, le processus de migmatisation.

Plutonisme synorogène. Au cours des processus métamorphiques se manifeste aussi un plutonisme acide synorogène (pl. VII). Les corps de roches granitoides ont été générés par un magma d'origine lithogène, de composition granodioritique. Ce magma c'est formé lui aussi par des processus d'anatexie tout comme les migmatites, mais à une très grande profondeur, dans des niveaux situés en dessous des formations en train de se plisser et de se métamorphiser du géosynclinal prébaïkalien où se sont probablement constitués des plans de laminage profonds, le long desquels a eu lieu la fonte bien marquée du sial.

Durant leur lente ascension vers la surface ces plutons synorogènes perdent une partie de leur température initiale. Pourtant il y a des corps qui maintiennent une plus importante quantité

Institutul Geologic al României

de chaleur qui sera consommée lors de la formation des aureoles de contact syncinématique. Dans ces auréoles de contact les schistes sont injectés avec du matériel granitoïde, constituant des artérites qui dans les Monts Semenic se distinguent franchement des vénites.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche VII

Carte géologique structurale des Monts Semenic.

1, dépôts sédimentaires néogènes; 2, roches éruptives banatitiques; 3, dépôts sédimentaires mésozoïques; 4, dépôts sédimentaires du Carbonifère supérieur et du Permien; 5, pegmatites; 6, auréole de contact des granitoïdes synorogènes; 7, granitoïdes synorogènes; 8, gneiss noduleux et migmatites oeillées fines; 9, migmatites oeillées et lenticulaires; 10, migmatites stromatitiques et migmatites lenticulaires ou ptygmatiques; 11, roches ultrabasiques, serpentinites apopéridotitiques et gramatites; 12, série de Miniş. Serie de Sebeş-Lotru: 13, complexe des orthoamphibolites et de la formation manganésifère (C_5); 14, complexe des micaschistes (C_4); 15, complexe des quartizites (C_3); 16, complexe des paragneiss et des gneiss quartzo-feldspathiques (C_2); 17, complexe des paragneiss à sillimanite et des roches carbonatées (C_1); 18, axe d'anticlinal; 19, axe de synclinal; 20, faille; 21, isograde de métamorphisme; 22, a-c, diagrammes des linéations; f, diagramme des fissures; 23, direction de coupe,

Planche VIII

Colonnes stratigraphiques des formations cristallophylliennes des Monts Semenic.

1, pegmatites et quartz exsudé; 2, granitoïdes; 3, quartzites à hornblende et biotite; 4, schistes manganésifères; 5, quartzites et schistes quartzitiques à biotite ou muscovite; 6, paragneiss plagioclasiques à biotite; 7, micaschistes ± disthène ± staurotide ± almandin ± biotite ± muscovite; 8, quartzites; 9, gneiss noduleux; 10, migmatites lenticulaires et oeillées; 11, migmatites stromatitiques; 12, biotitites; 13, serpentinites et talc; 14, hornblendites et roches ultrabasiques à olivine et pyroxènes; 15, gneiss quartzo-feldspatiques; 16 paragneiss micacés à muscovite et biotite; 17, dolomies cristallines et calcaires à silicates; 18, amphibolites, gneiss amphibolitiques et schistes amphiboliques; 19, intercalations de magnétite; 20, paragneiss à sillimanite.

Planche IX

Coupes géologiques dans la partie centrale et de SE des Monts Semenic.

1, roches banatitiques; 2, pegmatites et quartz exsudé; 3, schistes de contact et migmatites artéritiques; 4, granitoïdes; 5, micaschistes ± disthène ± staurotide ± almandin ± biotite ± muscovite; 6, quartzites, quartzites feldspathiques, quartzites micacés; 7, gneiss noduleux et migmatites oeillées; 8, migmatites lenticulaires et oeillées; 9, gneiss quartzo-feldspathiques et paragneiss à biotite; 10, paragneiss micacés à muscovite et biotite; 11, dolomies cristallines et calcaires à silicates; 12, amphibolites et gneiss amphiboliques; 13, isogrades de métamorphisme.

Planche X

Carte des zones métamorphiques des Monts Semenic.

1, granitoïdes synorogènes; 2, zone à biotite: 3, zone à grenat; 4, zone à staurotide; 5, zone à disthène et staurotide; 6, zone à disthène; 7, zone à sillimanite; 8, axe d'anticlinal; 9, axe de synclinal.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

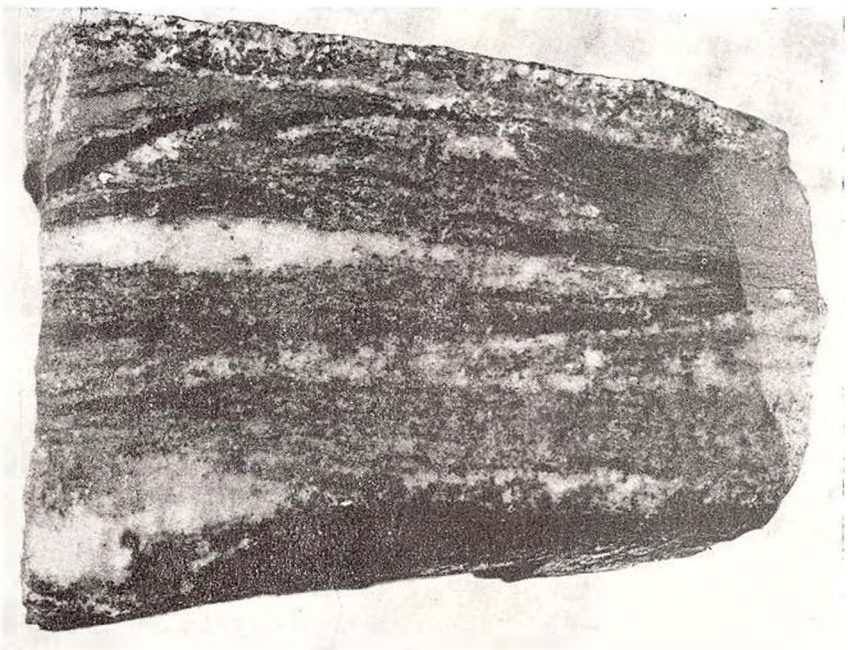
Fig. 1. — Calcar cu silicați, cu textură paralelă formată din benzi de calcare cu forsterit (parțial înlocuit cu bowlingit sau minerale serpentinice), humit și tremolit. Cheile Timișului la sud de Armeniș. Mărimea 1 : 1,5

Calcaires à silicates, présentant une texture parallèle formée de bandes de calcaires à forstérite (partiellement substituée par la bowlingite ou par des minéraux serpentiniques), humite et trémolite. Gorges du Timiș, au S d'Armeniș. Grandeur 1 : 1,5.

Fig. 2. — Dolomite cristaline cu benzi de amfibolite microcutate. Cheile Timișului la sud de Armeniș.

Dolomies cristallines avec des bandes d'amphibolites microplissées. Georges du Timiș au S d'Armeniș.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Fig. 1. — Migmatit format pe seama rocilor amfibolitice de la vechea exploatare de pegmatit de la Teregova. În partea centrală a fotografiei se observă migmatite cu amfiboli, cu granulație mare și cu aspect pegmatoid.

Migmatite formée aux dépens des roches amphibolitiques de l'ancienne exploitation des pegmatites de Teregova. Au centre de la photo on observe des migmatites à amphiboles à grains gros et aspect pegmatoïde.

Fig. 2. — Migmatit ocular (oftalmit) cu oculii formați din cumuloblaste cuarțo-feldspatice. Valea Gozna la Văliug. Mărimea 1 : 2.

Migmatite œillée (ophtalmite) avec les yeux formés de cumuloblastes quartzo-feldspathiques. Vallée de Gozna à Văliug. Grandeur 1 : 2.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

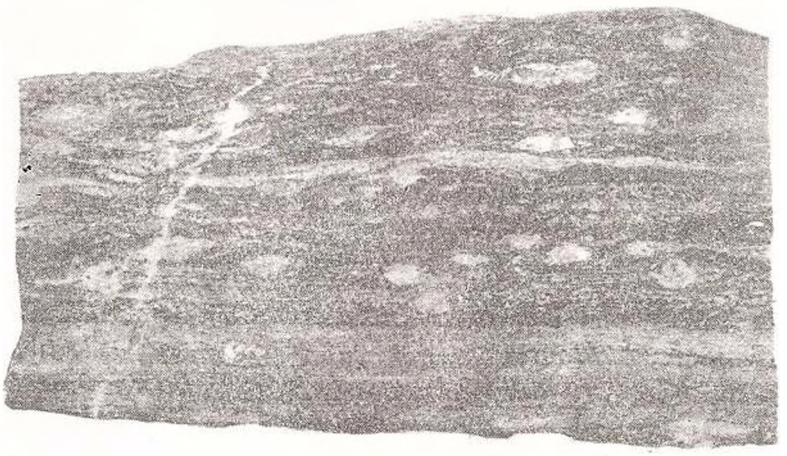
Fig. 1. — Gnais nodular cu porfiroblaste sau cumuloblaste de feldspat plagioclaz. În stînga se observă un filonaș cuarțo-feldspatic ce străbate și porfiroblastele de feldspat. Pîriul Verendinului. Mărimea 1 : 1.

Gneiss noduleux à porphyroblastes ou cumuloblastes de feldspath plagioclase. À gauche l'on observe un filonnet quartzo-feldspathique qui traverse aussi les porphyroblastes de feldspath. Ruisseau de Verendin. Grandeur 1 : 1.

Fig. 2. — Șisturi amfibolitice din seria de Miniș, cu stratificație primară care coincide cu șistozitatea, străbătute de o falie. Valea Nera.

Schistes amphiboliques dans la série de Miniș, à stratification primaire qui coïncide avec la schistosité, traversés par une faille. Valée Nera.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Fig. 1. — Porfiroblast de almandin a cărui structură Si arată, în raport cu Se, că granatul a fost rotit în timpul metamorfismului. Valea Nera. N. II, X 32.

Porphyroblaste d'almandin dont la structure Si trahit, par rapport à Se, que le grenat a roulé au cours du métamorphisme. Vallée Nera. N. II, X 32.

Fig. 2. — Porfiroblast de almandin cu incluziuni de cuarț în partea centrală, în care se schițează foarte vag o structură în spirală. În creșterea sa granatul îndepărtează lamelele de mică, dar include cuarț în prima parte a cristalizării. Valea Nera. N. II, X 20.

Porphyroblaste d'almandin avec inclusions de quartz au centre où l'on aperçoit vaguement une structure en spirale. En augmentant, le grenat élimine les lamelles en mica, tout en englobant le quartz au cours de la première phase de cristallisation. Vallée Nera. N II, X 20.

Fig. 3. — Idioblaste de staurolit în micașisturile din zona cu staurolit de pe pîriul Verendinului. N II, X 34.

Idioblastes de staurotide dans les micaschistes de la zone à staurotide. Vallée de Verendin. N II, X 34.

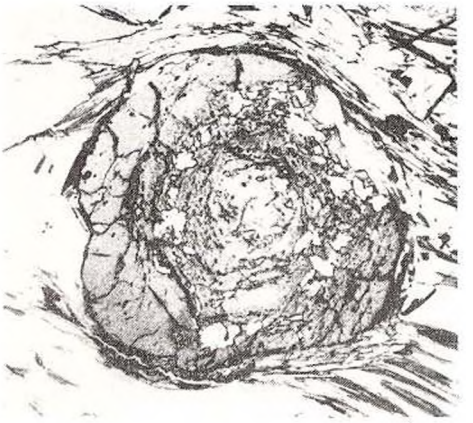
Fig. 4. — Micașist cu granat (gr) și staurolit (st) de la Poiana Mare (Valea Nerganița).

Micaschistes à grenat (gr) et staurotide (st) à Poiana Mare (Vallée Nerganița).

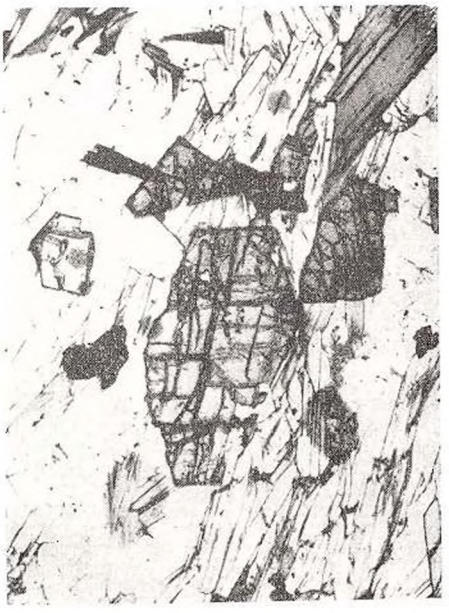
Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA V

Fig. 1. — Granat cu numeroase incluziuni opace, fine, inclus într-un porfiroblast de plagioclaz din gnaisele nodulare de la gura pîriului Alibeg. În partea centrală granatul este înlocuit cu lamele de biotit și muscovit. N II, X 10.

Grenat avec de nombreuses inclusions opaques, fines, englobé dans un porphyroblaste de plagioclase dans les gneiss noduleux à l'embouchure du ruisseau d'Alibeg. Au centre le grenat est substitué par des lamelles de biotite et de muscovite. N II, X 10.

Fig. 2. — Granat „atol" înlocuit în interior de cuarț, muscovit și biotit, cu incluziuni de zircon cu aureole pleocroice, într-un gnais migmatitic de la Văliug. N. II, X 80.

Grenat „atol" substitué à l'intérieur de quartz, muscovite et biotite, avec des inclusions en zircon entouré d'auréoles pléocroïques, dans un gneiss migmatitique. Vallée de Văliug. N II, X 80.

Fig. 3 — Micașist cu disten și staurolit de pe valea Teregovei. N II, X 32.

Micaschiste à disthène et staurotide. Vallée de la Teregova. N II, X 32.

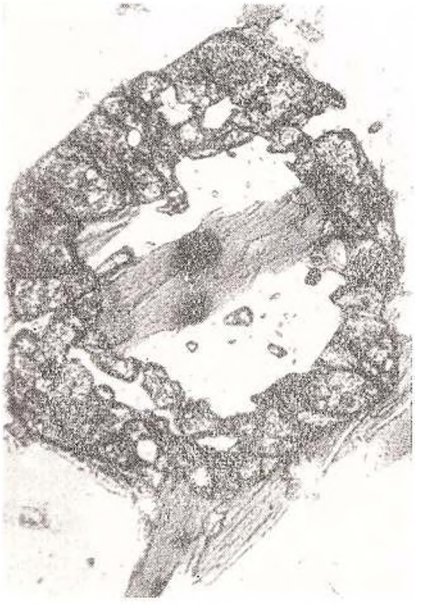
Fig. 4. — Granați cu numeroase incluziuni de cuarț într-un micașist cuartitic cu almandin de pe valea Nera. N II, X 30.

Grenats avec de nombreuses inclusions de quartz dans une muscovite quartzitique à almandin. Vallée Nera. N II, X 30.

Institutul Geologic al României



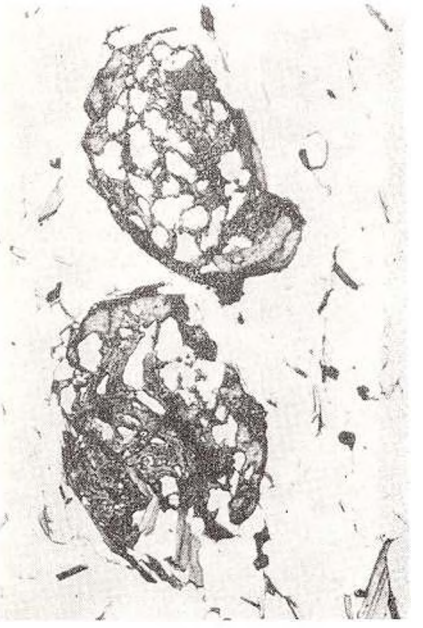
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VI

Fig. 1. — Gnais cu piroxen și microclin la contactul dintre dolomitele și paragnaisele de pe valea Mehadica N. +, X 28.

Gneiss à pyroxènes et microcline au contact entre les dolomites et les paragneiss situés dans la vallée de Mehadica. N +, X 28.

Fig. 2. — Gnais cuarto-feldspatic cu microclin și concreșteri mirmekitice între cuarț și plagioclazul sodic. Valea Teregovei. N. +, X 33.

Gneiss quartzo-feldspathique à microcline et enchevetrements mirmékitiques entre le quartz et le plagioclase sodique. Vallée de la Teregova. N+, X 33.

Fig. 3. — Cuib de sillimanit (fibrolit) în paragnaisele de la sud de Armeniș. Cheile Timișului. N. II, X 40.

Nid de sillimanite (fibrolite) dans les paragneiss situés au S d'Armeniș. Gorges du Timiș. N II, X 40.

Fig. 4. — Skarn de reacție în dolomitele de la gura pîrîului Armenișului, la sud de Sadova Veche. N II, X 40.

Skarn de réaction dans les dolomies situées à l'embouchure du ruisseau d'Armeniș, au S de Sadova Veche. N II, X 40.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

H. SAVU

HARTA GEOLOGICĂ-STRUCTURALĂ A MUNȚILOR SEMENIC

0 2 4 Km

Caransebeș
Delinești
Rugi
Buchin
Poiana
Tirnova
v. Bîrzava
Reșița
Timiș
Slatina Timiș
Armeniș
Gărîna
Brebu Nou
Văliug
Teregova
Luncavița
Mehadica
Minis
Lăpușnicel
Nera
v. Ponasca
v. Mehadica
v. Cateii

DISTEN + STAUROLIT
STAUROLIT ALMANDIN
BIOTIT + CLORIT
ALMANDIN BIOTIT + CLORIT

a 0,5 – 1,5 – 2,5 %
b 0,5 – 2 – 4 – 6 – 9 %
c 0,5 – 3 – 6 – 12 – 15 %
d 0,5 – 2 – 6 – 12 – 20 %
e 0,5 – 2 – 4 – 6 %
f 0,5 – 2,5 – 5 – 7 – 10 %

LEGENDA

1 Depozite sedimentare neogene
2 Roci eruptive banatitice
3 Depozite sedimentare mezozoice
4 Depozite sedimentare carbonifer-superioare și permiene
5 Pegmatite
6 Aureola de contact a granitoidelor sinorogene
7 Granitoide sinorogene
8 Gnaise nodulare și migmatite oculare fine
9 Migmatite oculare și lenticulare
10 Migmatite stromatitice și migmatite lenticulare sau ptygmatice
11 Roci ultrabazice, serpentinite apoperidotitice și gramatite
12 Seria de Minis
13 Complexul ortoamfibolitelor și al formațiunii manganifere (C_5)
14 Complexul micașisturilor (C_4)
15 Complexul cuarțitelor (C_3)
16 Complexul paragnaiselor și al gnaiselor cuarțo-feldspatice (C_2)
17 Complexul paragnaiselor cu sillimanit și al rocilor carbonatice (C_1)

SERIA DE SEBEȘ-LOTRU

18 Ax de anticlinal
19 Ax de sinclinal
20 Falie
21 BIOTIT Izograde de metamorfism
22 a-e, diagrame de lineații; f, diagramă de fisuri
23 Direcție de profil

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

H. SAVU

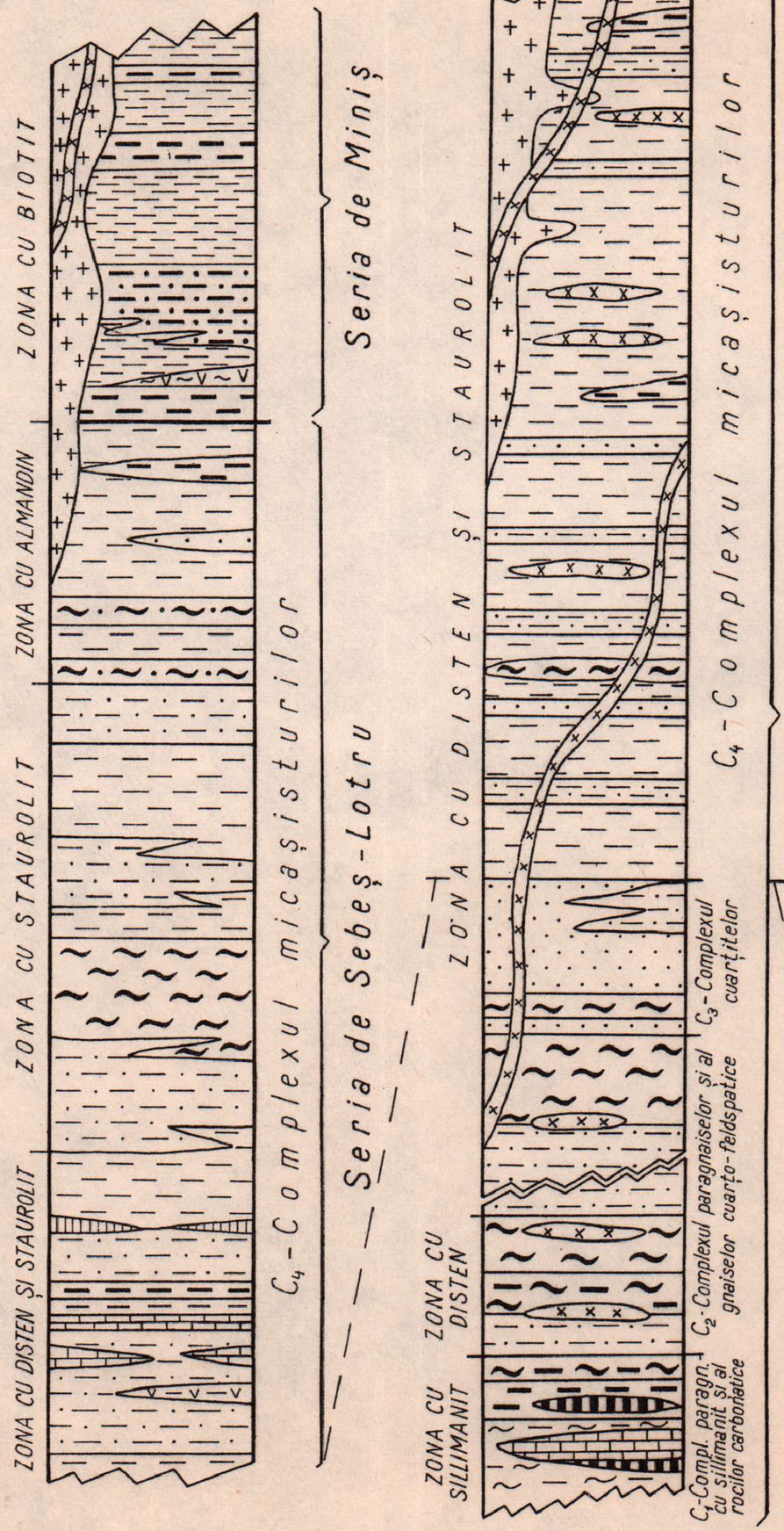
COLOANE STRATIGRAFICE ÎN FORMAȚIUNILE CRISTALINE DIN MUNȚII SEMENICULUI

0 1 2Km

Partea sudică

Partea centrală

Partea nordică



LEGENDA

1. Pegmatite și cuarț exudat
2. Granitoide
3. Cuarțite cu hornblendă și biotit
4. Șisturi manganifere
5. Cuarțite și șisturi cuarțitice cu biotit sau muscovit
6. Paragnaise plagioclazice cu biotit
7. Micașisturi ± disten ± staurolit ± almandin ± biotit ± muscovit
8. Cuarțite
9. Gnaise nodulare
10. Migmatite lenticulare și oculare
11. Migmatite stromatitice
12. Biotitite
13. Serpentinite și talc
14. Hornblendite și roci ultrabazice cu olivină și piroxen
15. Gnaise cuarțo-feldspatice
16. Paragnaise micacee cu muscovit și biotit
17. Dolomite cristaline și calcare cu silicați
18. Amfibolite, gnaise amfibolice și șisturi amfibolice
19. Intercalații de magnetit
20. Paragnaise cu sillimanit

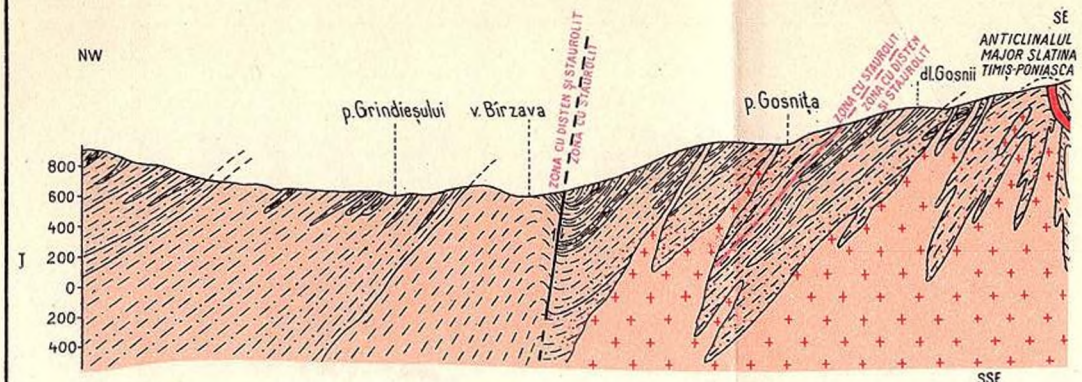
Imprim. Atel. Inst. Geol.

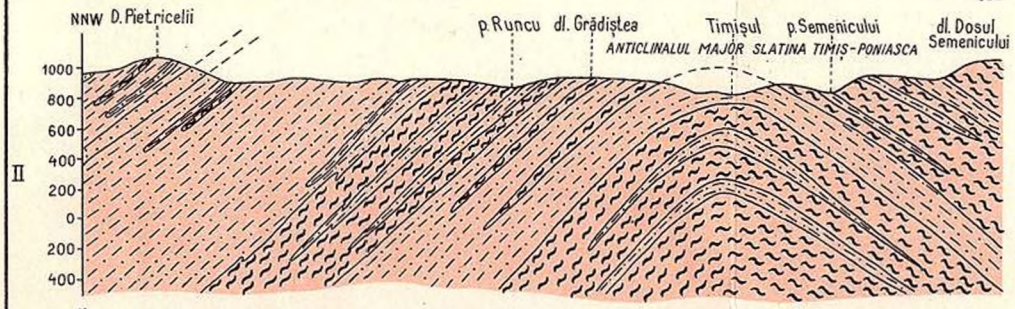
Institutul Geologic al României

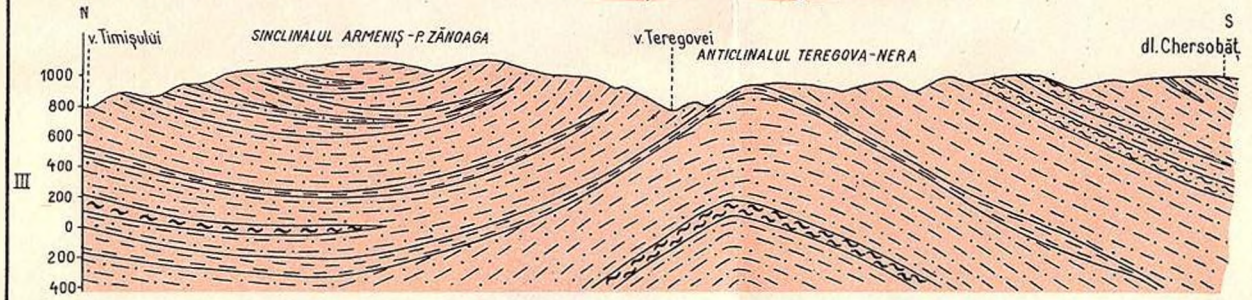
H.SAVU

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN PARTEA CENTRALĂ ȘI DE SUD-EST A MUNȚILOR SEMENIC

0 0,5 1Km









LEGENDA

1. Roci banatitice
2. Pegmatite și cuarț exudat
3. Șisturi de contact și migmatite arteritice
4. Granitoide
5. Micașisturi ± disten ± staurolit ± almandin ± biotit ± muscovit
6. Cuarțite, cuarțite feldspatice, cuarțite micacee
7. Gnaise nodulare și migmatite oculare
8. Migmatite lenticulare și oculare
9. Gnaise cuarțo-feldspatice și paragnaise cu biotit
10. Paragnaise micacee cu muscovit și biotit
11. Dolomite cristaline și calcare cu silicați
12. Amfibolite și gnaise amfibolice
13. Izograde de metamorfism

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol.

H. SAVU

HARTA ZONELOR DE METAMORFISM DIN MUNȚII SEMENICULUI

0 5 10Km.

Caransebeș
Delinești
Timiș
Lindenfeid
Reșița
Slatina Timiș
Văliug
Brebu Nou
Teregova
Verendin
Mehadica
Nera
Miniș

LEGENDA

1 Granitoide sinorogene
2 Zona cu biotit
3 Zona cu granat
4 Zona cu staurolit
5 Zona cu disten și staurolit
6 Zona cu disten
7 Zona cu sillimanit
8 Ax de anticlinal
9 Ax de sinclinal

Imprim. Atel. Instit. Geol.

Institutul Geologic al României

Redactori : MARGARETA PELTZ şi FELICIA ISTOCESCU
Traducători : MARGARETA HĂRJEU şi MARIANA SAULEA
Ilustraţia : V. NITU

Dat la cules : iunie 1970. Bun de tipar : nov. 1970 Tiraj : 1.000 ex. Hîrtie scris I A 70 × 100/56 g. Coli de tipar : 19³/₄. Com. 190. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55 (058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „INFORMAŢIA" str. Brezoianu nr. 23 - 25. Bucureşti — România

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

INSTITUT GÉOLOGIQUE

ANNUAIRE
DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE

TOME XXXVIII

Institutul Geologic al României